This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Digitized by Google

LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY OF CALIFORNIA.

Class 425c
B97
v. BIOLOGY
LIBRARY
G

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

TRAITÉ

DE

GÉOLOGIE

Digitized by Google

LIBRAIRIE F. SAVY

COURS COMPLET
D'HISTOIRE NATURELLE

BOTANIQUE

Par Ph. VAN TIEGHEM
Membre de l'Institut
Professeur de Botanique au Muséum et à l'École centrale

1 vol. gr. in-8 de 1400 pages avec 800 gravures dans le texte.

GÉOLOGIE

Par A. DE LAPPARENT
Ancien Ingénieur au corps des Mines
Professeur de Géologie à l'Institut catholique de Paris

1 vol. gr. in-8 de XVI-1280 pages avec 610 grav. dans le texte.

ZOOLOGIE

Par C. CLAUS
Professeur de Zoologie à l'Université de Vienne

DEUXIÈME ÉDITION FRANÇAISE

TRADUITE DE L'ALLEMAND SUR LA QUATRIÈME ÉDITION
ENTIÈREMENT REFONDUE ET CONSIDÉRABLEMENT AUGMENTÉE

Par G. MOQUIN-TANDON
Professeur de Zoologie à la Faculté des sciences de Besançon

1 vol. gr. in-8 de 1400 pages avec 900 gravures dans le texte.

Revue de géologie, par MM. Delesse et de Lapparent, publiée de 1860 à 1878.
16 volumes in-8. . . . . 80 fr.
Les volumes I à III ont été rédigés par MM. Delesse et Laugel.

5400 — Imprimerie A. Lahure, rue de Fleurus, 9, Paris.

Digitized by Google

TRAITÉ

DE

GÉOLOGIE

UNIV. OF CALIFORNIA

PAR

A. DE LAPPARENT

ANCIEN INGÉNIEUR AU CORPS DES MINES

PROFESSEUR A L'INSTITUT CATHOLIQUE DE PARIS

AVEC 610 GRAVURES DANS LE TEXTE

PARIS

LIBRAIRIE F. SAVY

77, BOULEVARD SAINT-GERMAIN, 77

—

1883

Digitized by Google

QE26
L3

UNIV. OF
CALIFORNIA

Digitized by Google

PRÉFACE

C'est un fait digne d'être noté que la littérature géologique, en France, n'a jamais compté plus de deux manuels didactiques de quelque importance, le *Traité de Géognosie*, publié en 1819 par d'Aubuisson de Voisins, et les *Nouveaux Éléments* de Huot, dont l'apparition remonte à 1837. Tandis qu'en Angleterre le *Manual* de Henry de la Bèche, les *Principles* et les *Elements* de Lyell, en Allemagne le *Lehrbuch* de Naumann, les *Grundzüge* de Leonhard et les *Elemente* de M. Credner, en Amérique le *Manual* de M. Dana, jouissaient à juste titre de la faveur du monde savant, on ne voyait paraître, dans notre pays, que des traités tout à fait élémentaires ou des ouvrages consacrés à un chapitre spécial de la science. Ceux qui ont occupé avec éclat les chaires de notre enseignement officiel semblent tous avoir manqué du loisir nécessaire pour rédiger leurs savantes leçons. Brochant de Villiers s'est contenté de traduire de la Bèche et ce n'est que par la première édition du *Lehrbuch* de M. Carl Vogt que le cours d'Élic de Beaumont à l'École des Mines a été en partie transmis à la postérité. Un volume, à la vérité admirable, sur quelques-uns des phénomènes actuels[1],

1. *Leçons de Géologie pratique.*

690933

Digitized by Google

leçons que le même maître professait au Collège de France et son successeur, trop tôt enlevé à la science, Charles Sainte-Claire-Deville, n'a guère pris la plume que pour rendre hommage[1] à la mémoire de celui qu'il avait si longtemps suppléé. Les cours du Muséum n'ont laissé de traces durables que dans le domaine de la paléontologie stratigraphique, où d'Orbigny d'abord et ensuite d'Archiac[2] ont publié des travaux classiques. Enfin l'enseignement de la Sorbonne, s'il a puissamment contribué à faire école de géologues, ne s'est pas traduit jusqu'ici en publications d'un caractère didactique.

Quel que soit l'incontestable mérite d'ouvrages tels que le Traité de Beudant, ceux de Leymerie et de M. Raulin, le Prodrome de M. Vézian, le volume de M. Contejean ou l'Abrégé de d'Omalius d'Halloy, il n'en est aucun qui réponde complètement aux besoins actuels de l'enseignement supérieur. Aussi sommes-nous restés, à cet égard, tributaires de l'étranger et c'est à des traductions des manuels classiques d'Allemagne et d'Angleterre que nos étudiants ont dû recourir jusqu'ici pour compléter et confirmer l'enseignement oral qu'ils recevaient. Et pourtant jamais, dans notre pays, le besoin d'instruction n'a été plus vivement ressenti; jamais les sciences naturelles, en particulier, n'ont exercé une plus grande attraction.

Il nous a donc paru que le moment était venu d'essayer de combler, dans la littérature scientifique de la France, une lacune regrettable. Élevé à l'école d'Élie de Beaumont, l'auteur de ce livre a eu l'heureuse fortune d'être initié, sous la direction de ce maître illustre, à la pratique des travaux géologiques. Une collaboration de quinze ans à la *Revue de Géologie*, à laquelle l'avait associé M. Delesse, l'a familiarisé avec l'usage des publications étrangères; enfin il a pu acquérir, dans un professorat de six années à l'Institut Catholique de Paris, l'expérience didactique qui lui faisait défaut. Sans se dissimuler les difficultés de la tâche, mais soutenu par de nombreux encouragements, il prend aujourd'hui la plume, moins avec la

1. *Coup d'œil historique sur la Géologie et sur les travaux d'Élie de Beaumont.* Paris, 1878.

2. *Introduction à l'Étude de la Paléontologie stratigraphique*, 2 vol.

Digitized by Google

avec la pensée de produire une œuvre nouvelle que pour faire revivre, en l'adaptant aux nécessités de la science actuelle, l'enseignement des maîtres qui lui ont ouvert la voie.

On trouvera dans ce livre plus d'une réminiscence. L'auteur n'a pas la pretention d'avoir inventé la géologie; il a donc puisé largement dans les ouvrages de ses devanciers, et les manuels classiques ci-dessus mentionnés ont été par lui souvent mis à contribution. Si ces emprunts ne sont pas toujours indiqués d'une manière spéciale, ce n'est pas que nous méconnaissions à quel point les Naumann, les Dana, les Lyell et les Credner avaient facilité notre tâche. Du moins nous sommes-nous efforcé de contrôler, à l'aide des publications originales, les indications données par ces savants auteurs, en y ajoutant le fruit des découvertes les plus récentes.

Peut-être aussi voudra-t-on bien nous reconnaître quelque part personnelle dans la méthode qui a présidé à l'arrangement des matières. La Géologie est de date trop récente pour que le cadre dans lequel cette science doit être présentée soit définitivement fixé. Maître absolu de notre programme dans l'enseignement de l'Institut Catholique, il nous a été loisible de n'obéir, dans sa disposition, qu'à des considérations purement scientifiques ou philosophiques. Celle qui a tout dominé est l'idée d'*ordre*, et c'est autour de ce grand principe que nous avons cherché à grouper tous les faits d'observation. Persuadé que la science doit toujours s'efforcer de rendre compte des phénomènes qu'elle décrit, nous n'éprouvons pas, à l'endroit des théories et des hypothèses, cette répugnance que manifestent certaines écoles. Un système, pourvu qu'il soit raisonnable et quel que soit le sort que les progrès de l'observation lui réservent dans l'avenir, offre à nos yeux l'avantage d'établir un lien logique entre des faits dont la signification nous échappe quand ils demeurent isolés. Sans réclamer, pour aucun des systèmes que nous aurons l'occasion de présenter, le privilège de l'infaillibilité, nous croyons que l'exposé n'en sera pas déplacé dans un manuel didactique et que le meilleur moyen de conquérir des adeptes à la science est de témoigner soi-même quelque confiance dans la vertu qu'elle a d'édifier des doctrines. Telle n'est pas, sans doute, la méthode

Digitized by Google

des positivistes; mais la nôtre s'inspire d'un tout autre esprit, et seule elle peut mettre convenablement en lumière cette notion d'ordre à laquelle nous attachons tant de prix. Puissions-nous l'avoir fait ressortir avec toute l'évidence dont elle est susceptible et avoir ainsi mérité que ce livre demeure comme un témoignage en faveur de la liberté d'enseignement, dont il est le fruit!

A. DE LAPPARENT.

Digitized by Google

TABLE DES MATIÈRES

Pages

Introduction 1

Divisions de l'ouvrage. 28

PREMIÈRE PARTIE

PHÉNOMÈNES ACTUELS

LIVRE PREMIER

MORPHOLOGIE TERRESTRE

SECTION I. — MORPHOLOGIE PROPREMENT DITE.

Chapitre I. Données d'ensemble relatives au globe terrestre. 30

§ 1. Données astronomiques, p. 30. — § 2. Figure et dimensions de la terre, p. 35. — § 3. Densité du globe, p. 48.

Chapitre II. Géographie générale. 53

§ 1. Données relatives à l'atmosphère, p. 53. — § 2. Répartition des continents et des océans, p. 54.

Chapitre III. Relief terrestre. 58

§ 1. Relief des continents, p. 58. — § 2. Relief du fond des océans, p. 65. — § 3. Distribution réelle du relief sur le globe, p. 67. — § 4. Dissymétrie du relief terrestre, p. 73. — § 5. Détails du relief terrestre, p. 80.

SECTION II. — PHYSIOGRAPHIE.

Chapitre I. Répartition de la chaleur à la surface du globe. 84

§ 1. Conditions générales de la température terrestre, p. 84. — § 2. Distribution des températures sur le globe, p. 93. — § 3. Distribution de la température dans les mers, p. 100.

Chapitre II. Magnétisme terrestre 106

Chapitre III. Distribution de la vie organique sur le globe. 109

§ 1. La vie sur les continents, p. 109. — § 2. La vie dans les mers, p. 119.

LIVRE DEUXIÈME

DYNAMIQUE TERRESTRE EXTERNE

SECTION I. — ACTIONS PHYSIQUES ET MÉCANIQUES.

Chapitre I. Action de l'atmosphère. 134

§ 1. Érosions et transports atmosphériques, p. 134. — § 2. Dunes, p. 140. — § 3. Action de la foudre, p. 149.

Digitized by Google

Or, à l'exception des corps célestes, tous les objets matériels de nos connaissances appartiennent à la terre que nous habitons. L'histoire de cette terre est donc, à peu de chose près, celle de la matière et, par suite, la Géologie, qui entreprend de la déchiffrer, se révèle, au premier abord, comme une vaste synthèse, à la construction de laquelle toutes les sciences doivent être appelées à concourir. De là vient qu'au début d'un cours ou d'un traité de Géologie, il n'est pas rare de rencontrer un essai de classification des connaissances humaines, où l'on s'efforce de préciser la place qui convient à chacune d'elles dans le grand ensemble dont la science du globe forme, pour ainsi dire, le couronnement.

On peut néanmoins réussir à donner une idée nette de la Géologie, sans s'imposer la tâche difficile de définir l'architecture d'un édifice scientifique extrêmement complexe et, de plus, encore mal assuré dans quelques-unes de ses parties. Le caractère propre de la science qui va nous occuper, la nature de ses méthodes et le but final vers lequel elle doit tendre, ressortiront, ce nous semble, avec assez d'évidence de la considération des matériaux dont se compose le globe terrestre, objet essentiel des investigations de la Géologie.

Ces matériaux sont de deux sortes : les uns appartiennent exclusivement au règne *minéral*, tandis que les autres ont une origine *organique*. Parmi ces derniers, il en est qui s'offrent à nous avec tous les caractères habituels de l'organisation; ce sont les animaux et les plantes de la nature actuelle. Les *fossiles*, au contraire, ne révèlent le plus souvent leur origine que par leurs formes, dont les détails se sont plus ou moins fidèlement conservés, pendant qu'à leur matière se substituait, en tout ou en partie, celle des roches au milieu desquels ils sont enfouis.

Dans tous les cas, à quelque catégorie que ces matériaux appartiennent, la définition de leur *espèce* n'est pas du domaine de la Géologie. Elle fait l'objet de sciences distinctes, en possession de méthodes spéciales et de procédés d'investigation parfaitement déterminés, qui sont, d'une part, la ***Minéralogie***, d'autre part, la ***Botanique*** et la ***Zoologie***. C'est en vain qu'on voudrait borner ces dernières à l'étude des êtres actuellement vivants. Une telle limitation n'a plus sa raison d'être et l'on comprend mieux, chaque jour, qu'enlever les végétaux fossiles aux botanistes ou priver les zoologistes de l'examen des animaux pétrifiés, serait exposer les uns et les autres à ne concevoir qu'une idée aussi incomplète qu'inexacte du plan général de la création organique.

Mais si la Géologie n'a pas à s'occuper de la définition des espèces, il n'en est pas de même pour les associations que ces espèces forment entre elles. En se juxtaposant, les minéraux donnent naissance à des ***roches***, et les fossiles, par leur tendance à se grouper d'une certaine manière au milieu des terrains qui les contiennent, constituent des ***flores*** et des ***faunes***. L'étude de ces associations est la première tâche qui s'impose à la Géologie; de là deux chapitres distincts, formant comme le vestibule de la science : la ***Lithologie*** ou ***Pétrographie***, qui a

Digitized by Google

pour objet l'étude des roches, c'est-à-dire des associations minérales; et la *Paléontologie* ou l'étude des associations organiques du passé (1).

Il est à remarquer toutefois qu'en raison des aptitudes particulières auxquelles ces sciences font appel et du degré d'avancement où elles sont aujourd'hui parvenues, il y a un réel avantage à les distinguer de l'œuvre propre du géologue, telle que nous aurons bientôt à la définir et à en confier le soin à des spécialistes. En effet, les procédés de la lithologie sont exactement ceux de la minéralogie. De nos jours, ces deux sciences sont devenues inséparables; le microscope, le goniomètre, l'étude des plaques minces en lumière polarisée, l'analyse chimique conviennent à l'une aussi bien qu'à l'autre. De même, on comprendrait difficilement qu'on pût apprécier le caractère d'une flore ou d'une faune fossile sans avoir une connaissance approfondie de la botanique et de la zoologie. Or, s'il est déjà chimérique d'espérer qu'un même homme connaisse également bien le monde des plantes et celui des animaux, à plus forte raison cette double compétence ne saurait-elle, en général, marcher de pair avec le savoir du minéralogiste, de qui les méthodes de recherche appartiennent bien plutôt à la physique qu'à l'histoire naturelle. C'est pourquoi, tout en admettant que le géologue ne saurait se dispenser d'être très exactement au courant des principaux résultats de la lithologie et de la paléontologie, nous croyons que, de nos jours, ces deux sciences suffisent largement pour alimenter l'activité de savants spéciaux, qui peuvent, à la rigueur, accomplir toute leur tâche dans le calme du laboratoire, sans qu'il leur soit indispensable de recourir à l'observation directe du terrain.

Tel n'est pas le cas du géologue proprement dit. La mission qui lui incombe est de reconnaître, en place, les ***rapports mutuels de position*** des roches et des ensembles organiques. En effet, la composition des masses minérales qui supportent la parure végétale du globe varie d'un point à un autre et, sur un même point, elle varie aussi avec la profondeur à laquelle on l'observe. Tantôt les roches constituent de véritables massifs, dont tous les éléments sont cristallisés et qui, à la manière des laves modernes, envoient des ramifications dans les terrains encaissants; tantôt elles se partagent en assises, parfois même en feuillets régulièrement superposés et laissant voir, dans leur composition aussi bien que dans l'arrangement de leurs éléments, les caractères d'un sédiment déposé au sein des eaux. Il importe donc de définir les lois auxquelles obéissent la *juxtaposition* et la *superposition* des roches.

Il en est exactement de même des faunes et des flores. Ces groupes organiques se succèdent, dans l'espace horizontal comme dans l'espace vertical, suivant un ordre déterminé, que l'observation directe peut seule faire connaître et qui offre

(1) Le mot de *Paléontologie* est habituellement employé dans une acception un peu différente et s'applique d'ordinaire à l'étude des *espèces fossiles*. Mais, d'après ce que nous avons dit plus haut, la science des êtres fossiles ne peut, à aucun titre, être séparée de celle des êtres vivants. Cela est si vrai qu'un Manuel de Paléontologie est toujours obligé d'adopter un cadre applicable à l'ensemble des organismes du présent et du passé, sauf à retrancher de la partie descriptive les familles qui n'ont pas de représentants à l'état fossile.

Digitized by Google

la plus haute importance au point de vue de l'histoire du globe. Or ces faits de juxtaposition et de superposition ne sont pas tellement simples que le premier venu suffise à en assurer la constatation. Le sous-sol proprement dit se laisse rarement entrevoir sous le manteau de végétation qui le recouvre. Les ravins et les falaises, dont les escarpements mettent à nu le terrain sur une profondeur appréciable, sont partout à l'état d'exception; enfin les travaux de carrières et de mines sont encore plus clairsemés. Ce n'est donc pas un médiocre travail que celui qui consiste, non seulement à bien observer, mais encore à relier avec sagacité des données éparses et discontinues. Il y faut consacrer de longues marches et souvent des ascensions pénibles, faisant un constant usage des cartes topographiques et se tenant prêt à les rectifier soi-même, partout où on en trouve l'occasion. Il faut encore de la patience et de l'habileté dans le choix des échantillons et dans la recherche des fossiles, enfin et par-dessus tout, du coup d'œil, cette qualité maîtresse des naturalistes, si nécessaire pour deviner, à l'aide d'indices fugitifs, tout ce qui ne s'offre pas directement aux regards.

Ainsi la principale besogne du géologue est celle qui s'accomplit sur le terrain. Mais, à la suite de ses laborieuses campagnes, un autre genre de travail s'impose à lui. Tandis qu'avec le secours de la lithologie et de la paléontologie, il s'assure de l'identité des espèces qu'il a récoltées, il lui faut dresser les cartes et les coupes destinées à mettre en lumière les relations mutuelles des masses minérales observées; œuvre essentiellement géométrique et qui, sans exiger, sous ce rapport, des connaissances très étendues, réclame du moins, avec beaucoup de précision, un sens très net du mode de représentation graphique des surfaces.

Le géologue, quand il se livre aux travaux qui viennent d'être énumérés, reçoit habituellement l'épithète de *stratigraphe*. Sans doute, le nom de *stratigraphie* devrait être restreint, par raison d'étymologie, à l'étude des terrains sédimentaires ou stratifiés. Mais l'usage s'est introduit d'y comprendre également la définition des rapports de position des roches massives ou éruptives.

L'ensemble de la lithologie, de la paléontologie et de la stratigraphie forme la *Géologie descriptive* ou *Géognosie*.

Ici vient s'ouvrir un nouveau chapitre de la science : c'est la *Géogénie* ou l'explication théorique des faits observés. Sous quelles influences se sont formées les diverses catégories de roches éruptives? Quelle part la chaleur et les dissolvants ont-ils eue à la cristallisation de leurs éléments? Quelles circonstances physiques ont présidé, durant chaque période, au développement des organismes? Quels changements ont affecté le relief du globe et quelle est la nature des forces qui ont produit les inégalités de sa surface? Telles sont, avec beaucoup d'autres, les questions qui se posent en face du géologue, dès qu'il cherche à s'élever au-dessus de la simple constatation des faits.

La solution de ces problèmes comporte de nombreuses difficultés. L'hypothèse y joue nécessairement un grand rôle, et la multiplicité des éléments qu'il convient de considérer à la fois rend particulièrement délicat l'accomplissement

Digitized by Google

d'une tâche pour laquelle il faudrait pouvoir réunir toutes les compétences. Car une théorie géogénique n'est acceptable que si elle ne blesse aucune des lois connues de la mécanique, de la physique, de la chimie et même de la physiologie. Lors donc que tant d'obscurité règne encore sur la cause de bien des phénomènes qui s'accomplissent sous nos yeux, comment s'étonner que le passé, dont la connaissance ne peut s'acquérir que par voie d'induction et d'analogie, renferme pour nous de si nombreux mystères, et qu'à l'heure présente un même fait géologique puisse parfois recevoir plusieurs explications contradictoires?

Néanmoins l'établissement des théories géogéniques est le but final des efforts des géologues, et leurs patientes observations n'ont de raison d'être, au point de vue philosophique, que si elles doivent conduire à la découverte des causes qui ont présidé aux transformations successives de la matière terrestre. De nos jours, d'ailleurs, l'expérimentation a pu être utilement appelée au secours des spéculations théoriques et, quelque disproportion qu'il y ait entre les procédés de la nature et ceux de nos laboratoires, ce mode de recherche a déjà réussi à éclairer d'une lumière inattendue plusieurs des problèmes de la géogénie.

On voit par cet exposé combien l'œuvre de la Géologie est complexe, et quelle variété de connaissances ou d'aptitudes il faut pouvoir mettre à son service. Aussi le principe salutaire de la division du travail s'y est-il depuis longtemps introduit. Si donc il est vrai que le nom de géologues convienne surtout aux savants qui se consacrent à l'étude directe du terrain et à l'interprétation géométrique et théorique des faits observés, il serait injuste de refuser la même qualification à ceux que leurs goûts entraînent plutôt vers la lithologie ou la paléontologie, toutes les fois du moins que, s'élevant au-dessus de la définition des espèces, ils s'efforcent de dégager eux-mêmes les conséquences géologiques de leurs observations. La science du globe est d'ailleurs parvenue, dès aujourd'hui, à un degré de complication qui ne permet pas, même à l'intelligence la mieux douée, d'embrasser, d'un coup d'œil également assuré, toutes les parties d'une seule des branches naturelles dans lesquelles elle se partage. Chacun s'attache donc, de préférence, à un chapitre déterminé, et ainsi la Géologie se développe par le concours d'une foule d'activités diverses qui, pour n'avoir pas toutes des titres égaux à la reconnaissance des amis de la science, n'en contribuent pas moins d'une façon très utile à ses progrès.

Mais il est un devoir commun qui s'impose à toutes : c'est celui de la prudence dans les affirmations. Qu'il s'agisse d'une superposition douteuse ou d'une explication théorique, l'expérience est là pour dire à quelles surprises on peut être exposé. Nulle science n'offre une complication comparable à celle de la Géologie. La variété des opérations naturelles est infinie, et souvent les causes les plus dissemblables donnent naissance à des produits dont un premier examen ne laisse pas soupçonner la différence. De même, l'état actuel de morcellement de l'écorce terrestre admet les juxtapositions les plus inattendues. Une sage réserve

Digitized by Google

à l'égard de tout ce qui n'est pas directement observable s'impose donc à ceux qui ont quelque souci de l'autorité de la science, et l'esprit d'exclusivisme, toujours dangereux, serait ici moins à sa place que partout ailleurs.

Si maintenant nous cherchons à résumer, dans une formule précise, ce qui vient d'être dit sur le rôle de la Géologie, nous y parviendrons en faisant intervenir cette grande idée *d'ordre*, qui domine la science, quand elle veut rester digne de sa haute mission, et dans laquelle tout esprit non prévenu se plaît à reconnaître l'évidente manifestation de l'Intelligence suprême qui a présidé à la disposition de toutes choses.

Dans cette vue, nous rappellerons que les constatations du géologue tendent à établir, avec *l'ordre de juxtaposition et de superposition* des masses minérales, *l'ordre de succession* des faunes et des flores. De plus, les spéculations de la géogénie aboutissent à la reconnaissance de *l'ordre* suivant lequel les forces naturelles, toujours identiques dans leur essence, ont vu se modifier leur *mode d'action* à la surface du globe, en déterminant, dans chacune de leurs phases, des associations minérales ou organiques en rapport avec les combinaisons de forces mises en jeu. Par suite, la mission à la fois descriptive, historique et théorique de la Géologie sera convenablement exprimée, si nous disons que cette science a pour objet *l'étude de l'ordre suivant lequel les matériaux du globe terrestre ont été disposés dans le temps et dans l'espace.*

Une telle définition offre l'avantage d'embrasser, dans une même formule, les divers aspects sous lesquels la Géologie peut être considérée. Veut-on ne voir, dans cette science, qu'un guide rationnel pour la recherche des substances minérales, on accordera que le seul moyen de diriger cette recherche avec fruit est de connaître l'ordre qui a présidé à la répartition des matières utiles. Si c'est l'histoire de la succession des événements terrestres qu'on a surtout en vue, la formule s'y applique avec une égale rigueur. Enfin elle ne se justifie pas moins si l'on envisage ce lointain avenir qu'il n'est pas défendu de rêver pour la science du globe et qui consisterait à ne plus voir, dans les transformations de notre planète, que des mouvements effectués, dans l'espace et dans le temps, par des atomes soumis à des forces définies.

De toute manière, en donnant la place d'honneur à l'idée d'ordre, la formule que nous proposons affirme le caractère élevé et philosophique de la Géologie, en laissant pressentir que c'est à elle surtout qu'il appartient de mettre en pleine lumière l'unité et la simplicité admirables du plan de la Création.

Digitized by Google

COUP D'ŒIL SUR L'HISTOIRE DU DÉVELOPPEMENT DE LA SCIENCE GÉOLOGIQUE.

La Géologie, par la date de sa constitution définitive, est peut-être la plus jeune des sciences, ce qui ne surprendra personne si l'on réfléchit qu'ayant besoin, pour construire sa synthèse, du secours de toutes les autres branches de nos connaissances, elle ne pouvait commencer à prendre son essor avant que ces dernières fussent en possession de leurs principaux résultats. Or, la minéralogie date seulement de la fin du dix-huitième siècle; la chimie s'est constituée à la même époque, et c'est à peine si la connaissance méthodique du monde organique peut se prévaloir d'une origine plus ancienne. D'après cela, qui pourrait reprocher à la Géologie de n'avoir pris rang parmi les sciences que dans la première partie du siècle où nous sommes?

Mais si, à l'état de corps de doctrines reconnu, la science du globe ne compte que peu d'années d'existence, ses premiers bégaiements, si l'on peut s'exprimer ainsi, remontent aussi loin que l'histoire puisse nous conduire. La raison en est simple et, pour la découvrir, il suffit de considérer de quelle façon les sciences humaines prennent naissance.

A la différence de la Minerve antique, qui sortait tout armée du cerveau de Jupiter, il n'est aucune science qui soit le produit immédiat d'un effort réfléchi et prémédité de notre intelligence. Nos connaissances ont une origine plus modeste et, ajoutons-le, plus solide. Elles découlent spontanément et d'une manière en quelque sorte inconsciente du travail que l'homme est forcé de s'imposer pour subvenir aux diverses nécessités de sa nature.

En effet, le jour où, par suite du développement de la civilisation dans une société, les besoins de l'homme ne trouvent plus une satisfaction suffisante dans les industries qui peuvent s'exercer au sein de la famille, la division du travail apparaît et engendre les *métiers*. Ceux-ci deviennent des *arts*, quand la complication de leurs procédés a suffisamment grandi pour nécessiter tout un code de règles ou plutôt de recettes, que l'usage seul justifie et dont les générations se transmettent la tradition, sans chercher d'abord à en pénétrer la raison d'être. Or, ces règles empiriques ne sont, en réalité, rien autre chose que la traduction, plus ou moins voilée, des rapports qui unissent entre eux certains phénomènes de même nature. Un jour arrive où quelque esprit supérieur entrevoit ces rapports et réussit à leur donner une expression *philosophique*, c'est-à-dire dégagée de tout souci d'applications pratiques. A ce moment, une science est fondée et chacune des étapes de son développement sera désormais marquée par un nouveau progrès dans la voie des abstractions. Après avoir, au début, substitué à la notion des objets utiles celle de la matière concrète, l'esprit humain apprend à analyser cette matière, et à y découvrir des éléments abstraits dont il détermine

Digitized by Google

peu à peu les diverses propriétés. C'est ainsi que, de progrès en progrès, il peut arriver à tout réduire à des mouvements que des points matériels, de masse définie, exécutent sous l'empire de forces dont la loi est connue. Parvenue à ce point, la science a atteint son apogée: elle est devenue *mathématique*, c'est-à-dire qu'elle n'a plus affaire qu'à ces abstractions suprêmes qui s'appellent la masse, l'espace et le temps, dont les rapports peuvent se traduire dans le langage rigoureux de l'algèbre et de la géométrie.

Appliquons ces principes à la Géologie. A partir du jour où l'homme a connu l'usage des métaux, une impérieuse nécessité a dû diriger ses efforts vers la découverte de règles pratiques, propres à réduire les longs et coûteux tâtonnements qu'entraînait la recherche de ces précieuses substances. De ce besoin sont sortis deux arts : l'art de distinguer les minéraux utiles, qui, plus tard, devait engendrer la chimie et la minéralogie; et l'*art des mines*, duquel est issue la Géologie. Encore bien qu'aucune tradition ne nous ait fait connaître les règles, sans doute très précises, à en juger par les résultats, qui guidaient les anciens mineurs dans la poursuite des gîtes métallifères, on ne saurait hésiter à faire remonter à cette source l'origine des premières spéculations sur la formation du globe, dont nous retrouvons la trace chez la plupart des philosophes de l'antiquité. Partout où le sein de la terre était mis à découvert, soit par des mines, soit par des carrières, l'attention des observateurs devait être sollicitée par de nouveaux faits, susceptibles, pour les uns, de se traduire en règles pratiques et, pour les esprits curieux, d'éveiller l'idée des causes sous l'empire desquelles la croûte solide a pu se constituer.

Malheureusement les temps n'étaient pas mûrs pour une saine interprétation des choses et, si ingénieuses que pussent être les conceptions de certains philosophes, toutes se ressentaient du caractère, essentiellement local, des observations sur lesquelles elles avaient été fondées. Ce penchant à vouloir façonner tout le globe à l'image du coin de terre qu'on habite se retrouvera d'ailleurs longtemps encore dans l'histoire de la science, et ce n'est pas avant la fin du dix-huitième siècle que le progrès des voyages imposera aux observateurs une plus grande largeur de vues.

C'est ainsi que, dès le début, sous l'influence du spectacle des phénomènes qui se produisent dans le milieu environnant, on voit naître les deux écoles entre lesquelles se partageront désormais les théoriciens : d'une part, les *neptuniens* et, au premier rang, Thalès de Milet et Xénophane de Colophon, qui considèrent l'eau comme le principe créateur par excellence, parce qu'ils ont puisé leurs inspirations en Égypte, où tout gravite autour du grandiose et bienfaisant phénomène des inondations du Nil; d'autre part, les *plutoniens* qui, avec Zénon, Empédocle et Héraclite, impressionnés surtout par les éruptions volcaniques de l'Archipel grec, attribuent au feu le rôle principal dans la formation du globe.

Comme d'ailleurs, entre deux affirmations contraires, les esprits modérés tendent naturellement à chercher un moyen terme, l'école éclectique apparaît

Digitized by Google

déjà avec Pythagore, qui suppose que, par le jeu des phénomènes volcaniques, la terre ferme et la mer ont tour à tour changé de domaine.

Les coquilles et les ossements fossiles ne pouvaient manquer d'attirer de bonne heure l'attention des observateurs. Quand il s'agissait d'espèces assez semblables à celles qui peuplent aujourd'hui les mers, l'idée de changements dans le niveau relatif de la terre et de l'océan se présentait naturellement à l'esprit. Mais partout où ces restes d'organismes offraient, avec ceux de l'époque actuelle, des différences notables, leur présence dans le sein de la terre ferme faisait naître les interprétations les plus étranges. Ainsi la ressemblance des nummulites d'Égypte avec des lentilles accréditera l'idée que ce sont les restes pétrifiés des immenses provisions, accumulées par les Pharaons pour la nourriture des esclaves qu'ils employaient à la construction des Pyramides. Ailleurs, les mêmes fossiles, par suite de leur analogie avec des pièces de monnaie, deviendront les trésors, métamorphosés en pierres, de quelque personnage légendaire. Les ossements des grands mammifères seront attribués à la race éteinte des géants et les empreintes de poissons, si remarquables, de quelques gisements méditerranéens, serviront de prétexte à des divagations dont il est douloureux d'avoir à faire remonter la paternité jusqu'à Aristote. C'est en effet sous l'autorité de ce grand philosophe que s'est abritée, durant tout le moyen âge, la bizarre doctrine professée par les scolastiques, pour qui les fossiles n'étaient que des *jeux de la nature*, produits, sous l'influence variable des constellations, par une force plastique mystérieuse, inhérente au globe terrestre.

Laissons donc de côté tous ces premiers essais de construction de théories géogéniques, plus intéressants pour l'histoire de l'esprit humain que pour celle de la Géologie (1) et, cessant d'attendre quelque lumière d'écoles philosophiques auxquelles les vraies méthodes scientifiques sont si complètement étrangères, interrogeons les écrits de ceux qui, sans prétendre au titre de savants, ont puisé leur expérience dans un commerce en quelque sorte quotidien avec les profondeurs du globe terrestre.

Pour y trouver quelques aperçus dignes de remarque, il faut arriver jusqu'au seizième siècle. C'est l'époque où Léonard de Vinci, instruit par les fouilles que sa carrière d'ingénieur lui a fourni l'occasion d'exécuter à travers les sédiments pliocènes d'Italie, reconnaît la vraie nature des fossiles et soupçonne le mode de formation des dépôts détritiques. C'est aussi celle où Bernard Palissy, conduit par son industrie à exploiter en grand des argiles fossilifères, s'offre, lui « simple potier de terre », à prouver, contre tous les docteurs de Sorbonne, que les fossiles sont les débris d'organismes, ayant vécu au lieu même où on les observe « pendant que les rochers n'estoyent que de l'eau et de la vase, lesquels depuis ont esté pétrifiés,..... après que l'eau a défailly (2). » Enfin c'est le temps où

(1) Consulter à ce sujet le livre de M. Ch. Sainte-Claire Deville, *Coup d'œil historique sur la Géologie, etc.*, Paris, 1878.

(2) Palissy in Sainte-Claire Deville, *op. cit.*, p. 110.

Digitized by Google

Agricola consigne, dans son grand ouvrage *de Re metallica*, les résultats de l'expérience acquise par lui dans les mines de la Saxe, et intercale, au milieu de détails exclusivement pratiques, quelques remarques intéressantes sur la relation des phénomènes des filons avec ceux des volcans.

Cependant il devait s'écouler encore près d'un siècle avant que de ces vues éparses, suggérées à d'ingénieux esprits par l'examen des profondeurs terrestres, sortît un véritable corps de doctrine. L'honneur de cette transformation était réservé au danois Nicolas Sténon. Anatomiste distingué et préparé, par ses travaux favoris, au genre d'observations analytiques que réclamait l'étude de la croûte du globe, Sténon trouva en Toscane, où l'avait appelé le grand-duc, l'occasion de précieuses constatations, dont il fit connaître les résultats, en 1669, dans un opuscule intitulé : *De solido intra solidum naturaliter contento Dissertationis Prodromus*. Le caractère détritique des éléments qui forment les couches du sol toscan, ainsi que leur disposition, conforme aux lois de la pesanteur agissant au sein d'une masse liquide, y sont nettement affirmés. Avec une rare sagacité, l'auteur en déduit l'horizontalité primitive des dépôts et arrive à cette conclusion remarquable, que l'inclinaison actuelle des couches doit résulter des changements survenus dans leur gisement originel, sous l'influence des feux souterrains.

Sténon n'en reste pas là; après avoir distingué les roches volcaniques de celles qui sont stratifiées et, parmi ces dernières, les terrains primitifs, c'est-à-dire antérieurs à l'apparition des organismes, de ceux qui en contiennent les débris, il reconnaît plusieurs époques distinctes dans la formation du sous-sol de la Toscane, et établit avec une grande netteté la différence d'âge entre les terrains de la plaine subapennine et ceux qui forment le noyau du massif montagneux.

On a souvent pensé que Sténon qui, de 1664 à 1666, s'était trouvé en relations suivies avec Descartes, avait pu puiser le germe de sa théorie dans les conversations de ce grand philosophe. Il est certain que, dès 1644, Descartes publiait à Amsterdam ses *Principes de la philosophie* où, par une intuition du génie, il représente la terre comme un astre éteint, conservant dans son intérieur un feu central, cause des émanations métallifères et des dislocations de la croûte terrestre. Nous croyons néanmoins que, sans diminuer le mérite du philosophe français, on peut restituer à Sténon l'entière paternité des idées énoncées dans son Prodrome. Elles sont le fruit direct de l'étude du terrain; la spéculation théorique n'y a aucune part, et l'enchaînement qui rattache les faits signalés aux explications proposées est si parfaitement rigoureux qu'il n'est pas nécessaire d'y chercher d'autre influence que celle d'observations bien faites, discutées avec une remarquable vigueur de raisonnement. Au contraire, la trace des doctrines de Sténon est manifeste dans les idées émises dès 1693 par Leibnitz et qui peuvent passer pour une heureuse combinaison des principes posés par le savant danois avec la conception fondamentale de Descartes.

Et pourtant, sauf cette exception, l'œuvre de Sténon devait demeurer longtemps

Digitized by Google

stérile. Pendant plus de cent années encore, les naturalistes, oublieux des saines méthodes que l'auteur du Prodrome avait inaugurées, perdront leur temps à édifier des théories géogéniques, où l'imagination aura une part prépondérante, sinon exclusive. A peine si, dans le nombre, il conviendra de distinguer les vues de Lazzaro Moro (1740) sur le foyer de chaleur interne, ainsi que la théorie de la terre de Buffon, publiée en 1749 et plus remarquable par l'éclat du style que par la puissance des déductions. Aussi, durant cette période, la Géologie ne fera-t-elle aucun progrès sérieux jusqu'au jour où Werner, réunissant tous les faits observés dans les filons de la Saxe et demeurés avant lui sans connexion logique, fera sortir de l'art des mines une véritable science et fondera l'école de Freyberg (1774 à 1791).

Doué d'un merveilleux talent d'observation et d'analyse, incomparable dans l'art des classifications, Werner est le père de la nomenclature géologique. Son influence, accrue par le charme de sa parole, a suscité de remarquables travaux, et l'empreinte de son enseignement restera profondément gravée dans une science demeurée fidèle à la plupart des dénominations créées par le grand mineur saxon. Mais il ne subsistera presque rien de l'édifice théorique, si exclusivement neptunien, qu'il avait élevé. C'est qu'en Géologie il ne suffit pas de bien observer une région circonscrite. Il faut encore la comparer aux régions voisines et se garder, par-dessus tout, de cet esprit de particularisme qui porte à étendre au globe entier des conclusions tout au plus applicables au coin de terre qu'on a le mieux étudié. A quel point les conceptions de Werner étaient entachées de ce défaut, c'est ce dont témoigne suffisamment son dédain pour les phénomènes volcaniques, qu'il regardait, ne les ayant jamais observés par lui-même, comme des accidents secondaires, causés par l'inflammation spontanée de gisements de combustible! Et plus tard, pour détruire cette conviction dans l'esprit de ses plus éminents disciples, il ne faudra rien moins que de longs voyages, entrepris dans toutes les contrées du globe et prouvant, jusqu'à l'évidence, l'ampleur et la généralité du rôle joué par les volcans.

Du reste, il serait injuste de faire aux contemporains de Werner un grief excessif du caractère exclusivement local de leurs observations. Avant la fin du du dix-huitième siècle, la difficulté des communications était trop grande pour qu'un voyage géologique de long cours fut chose réalisable. Ne suffit-il pas de rappeler qu'en 1741, quand Pocock et Windham vinrent planter leur tente au bord de la Mer de glace, ils crurent devoir prendre, contre les habitants de Chamonix, les mêmes précautions que s'ils avaient eu affaire à une tribu de sauvages?

Une ère nouvelle s'ouvrit pour la Géologie le jour où les progrès de la sécurité publique, joints à l'amélioration des moyens de transport, permirent aux curieux de la nature d'entreprendre ces explorations fécondes où s'illustrèrent, parmi tant d'autres, les Pallas, les Dolomieu, les Desmarets, les Saussure. L'horizon, jusque-là si borné, des premiers géologues s'élargit singulièrement et l'on apprit

Digitized by Google

à soupçonner que les théories en apparence les plus opposées pourraient bien renfermer une égale part de vérités. C'est ainsi que les neptuniens les plus déclarés purent apprécier, grâce à un simple voyage d'Écosse, tout ce qu'il y avait de fondé dans les doctrines, si diamétralement opposées à celles de Freyberg, qu'Hutton et ses continuateurs développaient avec tant de succès en Angleterre, pendant que le continent presque tout entier subissait aveuglément l'influence de Werner. De la même façon, quand, en 1771, Desmarets visita l'Auvergne, son expérience des volcans d'Italie lui fit reconnaître sans hésitation le véritable caractère de la chaîne des Puys, deviné, vingt ans auparavant, par Guettard et si complètement méconnu dans le pays qu'on s'obstinait à y voir des amas de scories, abandonnés par les métallurgistes de l'antiquité.

Mais ce n'était pas assez encore. Il ne suffisait pas d'avoir considérablement agrandi le champ des observations géologiques; il fallait leur procurer une continuité dont jusqu'alors elles avaient été dépourvues. Quelque profondes que pussent être les excavations des carrières et des mines, chacune d'elles, le plus souvent, ne permettait d'explorer qu'un terrain strictement limité, dont les relations avec les roches voisines demeuraient plus ou moins obscures. Les pays de montagnes, où ces relations étaient le moins masquées par la végétation, offraient, en raison de leur complication particulière, des difficultés insurmontables pour une science à ses débuts. Par suite la solution des principaux problèmes de la stratigraphie devait demeurer en suspens aussi longtemps que les géologues n'auraient pas à leur disposition, dans les pays à stratification régulière, des tranchées étendues, entamant les divers terrains sans égard à leurs qualités industrielles intrinsèques.

De grands travaux publics pouvaient seuls donner satisfaction à un tel besoin. La vive impulsion dont ces travaux furent l'objet dans le passage du dix-huitième siècle au dix-neuvième eut donc pour la Géologie une importance capitale. L'Angleterre, où les circonstances du sol étaient tout particulièrement favorables à l'observation, avait alors la bonne fortune de posséder, parmi les ingénieurs occupés à la construction de ses routes, un de ces hommes chez qui la netteté du coup d'œil et l'esprit de méthode produisent des résultats dignes du plus grand génie. William Smith, en dressant consciencieusement le catalogue des strates qu'il avait rencontrées, reconnut que chacune d'elles était caractérisée par des fossiles spéciaux. Dès ce jour, la science géologique était dotée de son plus puissant moyen d'information. Ces pétrifications, naguère si méconnues, qu'Agricola attribuait à la fermentation d'une matière grasse mystérieuse et dans lesquelles, en 1670, un habile conchyliologiste, Martin Lister, voyait encore des jeux de la nature, étaient destinées à devenir l'instrument par excellence de la distinction des périodes et, grâce à ce secours, la Géologie allait désormais marcher à pas de géant dans la voie des découvertes.

C'est d'ailleurs le moment où toutes les sciences prennent définitivement leur essor. Grâce à Lavoisier, la chimie a trouvé sa voie et est en état de substituer,

Digitized by Google

pour la définition des éléments minéraux du globe, des formules précises aux vagues indications du passé. Romé de l'Isle et Haüy viennent de fonder la cristallographie et entre les mains de leurs continuateurs, le goniomètre permettra d'établir avec quelque rigueur la composition des roches cristallines. En même temps, le goût de la Géologie se répand en dehors des savants de profession. Une société libre se fonde en Angleterre pour en propager l'étude et, tandis qu'en France, Cuvier et Brongniart font paraître leur *Description des environs de Paris*, ce chef-d'œuvre d'exactitude et de méthode, de l'autre côté du détroit, la stratigraphie est assez avancée pour que, dès 1820, Greenough puisse publier sa belle carte géologique. Les gouvernements commencent à comprendre l'importance de ce genre de travail et bientôt, chargés officiellement, sous la direction de Brochant de Villiers, de la reconnaissance du sous-sol français, Élie de Beaumont et Dufrénoy vont préluder à l'entreprise qui doit illustrer leurs noms par une visite au pays où s'exerce déjà la féconde activité des de la Bèche, des Sedgwick et des Murchison.

Les environs de l'année 1830 marquent le point culminant de cette première phase d'activité. Léopold de Buch et Alexandre de Humboldt, ces deux disciples de Werner, qui ont vu leurs préjugés d'école s'évanouir au contact direct de la nature, interrogée par eux sous les latitudes les plus diverses, ont fait connaître, le premier, ses vues si neuves et si hardies sur les dolomies du Tyrol et les systèmes de montagnes, le second, ses précieuses observations sur les contrées équatoriales. Cuvier a publié, avec ses magnifiques recherches sur les ossements fossiles, son mémorable *Discours sur les Révolutions du Globe*. Enfin Élie de Beaumont vient d'étonner le monde savant par sa théorie de l'âge relatif des montagnes. D'autre part, Lyell, réagissant, non sans excès, contre les exagérations de la doctrine des cataclysmes, publie au même instant son livre des *Principes*, qui fera de lui, non seulement le chef incontesté de l'école des causes actuelles, mais le plus puissant vulgarisateur d'une science jusqu'alors réservée aux initiés. C'est aussi l'heure où la Société Géologique de France s'organise et pose le principe de ses réunions extraordinaires annuelles, destinées à exercer une si heureuse influence sur la solution des problèmes que soulèvent notre sol et celui des territoires avoisinants.

Ici se termine ce qu'on peut appeler l'âge héroïque de la Géologie. Cette science est désormais fondée; elle n'a plus qu'à s'étendre en se consolidant et, de même qu'elle a dû ses premiers progrès aux consciencieuses observations de ceux que leur travail de chaque jour mettait en contact direct avec les profondeurs du globe, de même elle attendra la plupart de ses conquêtes du développement, de plus en plus accentué, des travaux publics. C'est ainsi que, peu d'années après 1830, l'activité déployée, dans toute l'Europe occidentale, pour la construction des routes, devient, par les coupes naturelles qui en sont la conséquence, l'occasion de nouvelles et précieuses constatations. Mais cette source sera bien autrement féconde quand apparaîtront les chemins de fer qui, sur une foule de

Digitized by Google

points, mettront à découvert des sections décisives par leur ampleur en même temps que des gîtes fossilifères d'une richesse inespérée.

Cette phase nouvelle est celle où nous sommes. Elle est caractérisée par une telle activité scientifique qu'il y aurait trop à faire à vouloir énumérer seulement tous les travaux qui contribuent à son éclat. Partout l'œuvre des cartes géologiques est reprise sur une plus vaste échelle; les commissions d'exploration sont à l'œuvre jusque dans les contrées les plus reculées du globe et il est des pays où le travail du géologue, marchant de pair avec celui du topographe et du pionnier, marque la première prise de possession, par le monde civilisé, de régions où jusqu'alors quelques hardis sauvages avaient seuls porté leurs pas.

La Géologie n'est donc plus aujourd'hui cette science conjecturale qui, au début du siècle, prêtait à rire aux esprits forts et dont il était permis de dire que, pour chaque fait observé, elle tenait en réserve deux explications absolument opposées. Longtemps discréditée par les incessantes controverses des neptuniens et des plutoniens, elle a vu peu à peu les doctrines exclusives des écoles rivales se fondre, en quelque sorte, les unes dans les autres, à mesure que les observations, en se multipliant, mettaient de mieux en mieux en évidence l'extrême variété des procédés de la nature. Dans le domaine des faits, le progrès accompli est immense. Tandis qu'en 1850 une très petite partie de notre vieille Europe avait été l'objet d'explorations encore bien sommaires, aujourd'hui le globe presque tout entier est connu dans ses traits principaux. Il n'est pas jusqu'aux grandes profondeurs des mers qui n'aient été fouillées par la sonde, aussi bien dans le Pacifique que dans l'Atlantique. Les innombrables richesses paléontologiques que de telles recherches ont mises au jour ont apporté, sur les conditions physiques des diverses époques de l'histoire terrestre, des documents dont l'importance et la précision vont s'accroissant chaque jour. En même temps, les roches compactes, si longtemps rebelles à l'analyse, ont fini par livrer au microscope polarisant le secret de leur constitution et même, parfois, jusqu'à des traces des liquides au milieu desquels la consolidation de ces roches a eu lieu.

Il est superflu d'insister sur le secours qu'un tel accroissement de nos connaissances positives apporte à l'établissement des théories géogéniques. Le moment n'est sans doute pas éloigné où l'accord se fera sur la plupart d'entre elles. En tout cas, il en est déjà qui ont pu recevoir, de l'expérimentation directe, une consécration précieuse et les études de M. Daubrée, reprenant avec éclat la voie autrefois ouverte par James Hall, nous ont appris récemment qu'il n'est pas absolument chimérique de vouloir imiter de loin les procédés du grand laboratoire de la nature.

En résumé, il ne serait plus juste aujourd'hui d'écrire, comme pouvait le faire Élie de Beaumont en 1845, que « la Géologie est une science en construction, dont on ne pourrait même encore indiquer le plan complet que d'une manière con-

Digitized by Google

jecturale (1). » Si quelques détails de l'édifice demeurent incertains, les grandes lignes en sont nettement dessinées et nous ne croyons pas qu'on s'expose à encourir le reproche de témérité en essayant, comme nous allons le faire, d'en définir l'architecture générale. Il est bon d'ailleurs, au moment d'entreprendre une aussi longue étude, de connaître au moins l'orientation du chemin qu'on va parcourir. Si décidé qu'on soit à ne prendre pour guides que l'observation et l'expérience, encore nous semble-t-il salutaire de grouper tous les faits qu'on recueille autour de quelque idée directrice. Que ce soit notre justification si, au début de ce livre, nous croyons devoir placer un essai de synthèse que d'autres, plus rigoureux, n'accepteraient peut-être qu'à titre de résumé, venant conclure une analyse patiemment poursuivie.

EXPOSÉ DE LA MÉTHODE DE LA GÉOLOGIE.

Tout le monde connaît la remarquable hypothèse par laquelle Laplace a tenté d'expliquer la formation du système solaire. Dans cette conception, le soleil, les planètes avec leurs satellites et les comètes seraient les produits successifs de la condensation d'une nébuleuse unique, primitivement animée d'un mouvement de rotation sur elle-même. Ce n'est pas ici le lieu d'insister sur les détails de cette hypothèse. Nous rappellerons seulement que M. Faye (2) en a modifié l'exposé d'une façon très heureuse, qui fait disparaître certaines objections graves, tirées de l'étude des planètes extérieures. L'analyse spectrale est d'ailleurs venue donner aux vues de Laplace une confirmation d'une haute valeur, en nous apprenant que l'atmosphère lumineuse du soleil contient, à l'état de vapeurs, la plupart des corps simples qui composent l'écorce terrestre. D'après les recherches de M. Cornu, les substances les plus répandues à la surface du soleil seraient le fer, le nickel et le magnésium. Or ce sont justement les principaux éléments des météorites, qui circulent dans le voisinage de la terre et, en même temps, ceux des roches lourdes qui paraissent dominer dans les profondeurs du globe.

De plus, si l'on considère que les planètes ont une densité d'autant plus grande qu'elles sont plus voisines de l'astre central, on reconnaîtra que cette disposition concorde à merveille avec l'hypothèse qui les fait dériver de parties de plus en plus profondes de la même nébuleuse.

Il ne nous paraît donc guère possible de révoquer en doute l'identité générale de composition des astres du système solaire, ni de se refuser à admettre que tous, ayant la même origine, ont dû parcourir, dans leur développement, des phases analogues depuis le moment de leur individualisation. Si le soleil a seul conservé un état calorifique qui lui permet d'émettre une lumière propre, c'est

(1) *Leçons de Géologie pratique*, t. I, p. 35.
(2) *Comptes rendus des séances de l'Académie des sciences*, tome XC. nos 11 et 12.

Digitized by Google

que, réunissant en lui-même les $\frac{999}{1000}$ de la masse totale contenue dans la nébuleuse primitive, il a été à la fois plus lent dans sa concentration et mieux préservé, par ses dimensions, contre les causes de dissipation d'énergie. D'ailleurs la thermodynamique nous invite à considérer le mouvement centripète, incessamment poursuivi, des particules solaires, comme la cause à laquelle il convient d'attribuer la conservation de cette chaleur qui, faute de se renouveler à quelque source mécanique ou physique, cesserait bientôt de suffire à sa tâche.

Notre terre serait donc bien, comme l'a depuis longtemps soupçonné Descartes, un astre éteint. Sa forme sphéroïdale, son aplatissement polaire, la distribution des matières dans son intérieur, conforme à l'ordre croissant des densités, attestent suffisamment la mobilité originelle des éléments du globe terrestre et leur aptitude à obéir aux sollicitations de la force centrifuge. D'un autre côté, il est naturel de chercher la cause de cette mobilité dans un état calorifique dont les restes se révèlent à nous par l'augmentation, universellement constatée, de la température avec la profondeur et, mieux encore, par les manifestations, si puissantes et si répandues, de l'activité volcanique. Puisque ces considérations s'accordent avec les déductions astronomiques que nous venons de rappeler, en voilà plus qu'il n'en faut, selon nous, pour justifier la croyance à la fluidité primitive du globe et pour nous autoriser à faire remonter son histoire jusqu'au jour où, lumineux par lui-même, il brillait dans le ciel d'un éclat qui n'avait rien d'emprunté.

Cette phase stellaire du globe n'a pas dû être de longue durée et le moment est vite arrivé, sans doute, où ce soleil en miniature, perdant sa chaleur par rayonnement dans l'immensité de l'espace, a vu la température s'abaisser à sa surface au point de n'y plus permettre l'existence de matériaux en fusion. Par suite, quels que soient les phénomènes qui se sont passés dans le voisinage du centre, sous l'empire de conditions physiques trop exceptionnelles pour que nous puissions même les analyser, l'extérieur, demeuré liquide, n'a pu manquer de se couvrir d'une croûte, peut-être discontinue au début, mais bientôt réunie en une seule enveloppe. Il est vrai que les matériaux de la nature des pierres affectent généralement, en prenant l'état solide, une densité un peu supérieure à celle qui les distingue quand ils sont en fusion. Mais la partie de la masse liquide qui s'est refroidie la première étant celle de la surface et, par conséquent, formée des substances les plus légères, il suffisait aux plaques de roches nouvellement solidifiées de s'enfoncer à une faible profondeur, pour y rencontrer une zone liquide de même poids spécifique, au sein de laquelle elles devaient se tenir en équilibre sans pouvoir y être totalement refondues; ainsi la prise en masse de l'écorce terrestre a dû se faire au-dessus d'un bain retenant encore une notable partie de son ancienne provision de chaleur.

A dater de ce moment, l'activité du globe a subi un partage définitif. On sait combien est faible la conductibilité des matières pierreuses et comment une couche de scories solidifiées, épaisse de quelques décimètres, suffit pour rendre

Digitized by Google

insensible le rayonnement de la lave demeurée liquide par-dessous. Il est donc permis de penser que l'épaisseur de la croûte a été bientôt assez grande pour que le flux calorifique qui la traversait n'exerçât, sur la température de la surface, qu'une action négligeable. Dès lors, cette température n'a plus dépendu que de la source extérieure qui l'alimente encore aujourd'hui, c'est-à-dire du soleil; et comme toutes les actions physiques qui se passent à la surface du globe ont la chaleur pour principe efficace, on peut dire que le soleil a été, à partir de la formation de l'écorce, l'unique moteur de l'activité extérieure de notre planète. C'est alors que la vapeur d'eau, primitivement répandue dans l'atmosphère, s'est condensée sur la croûte en formant la masse océanique et tandis que, dans cette mer encore chaude et chargée de principes actifs, s'accomplissaient des phénomènes de cristallisation spéciaux, l'océan commençait à battre ses rivages encore incertains et à en remanier les éléments; les agents atmosphériques inauguraient, contre les parties émergées de l'écorce, leur œuvre de destruction quotidienne; enfin, la vie organique prenait peu à peu possession des terres et des mers, traduisant, par la série ordonnée de ses types, la variation régulière des conditions physiques du milieu.

Mais le jeu de cette activité extérieure ne pouvait se poursuivre indéfiniment sans rencontrer une matière de moins en moins accessible à son influence. En effet, on peut dire que tous les agents physiques placés sous la dépendance immédiate de la chaleur solaire ont ce caractère commun, de s'employer à procurer aux éléments minéraux de l'écorce une mobilité qui leur permette d'obéir à l'action de la pesanteur, en les dirigeant vers une situation d'équilibre plus stable. La chaleur et la gelée désagrègent les roches et les réduisent, soit e poussières, que le vent transporte et accumule dans les dépressions du sol, soit en fragments que les rivières entraînent, pour les déposer dans les parties basses de leur lit, quand elles ne les conduisent pas jusqu'au grand réservoir de l'océan. Les pierres des hautes cimes, fendues sous l'action du froid, descendent avec les avalanches de neige à la surface des glaciers, qui deviennent pour elles un double instrument, de charriage vers les basses régions, et de trituration préparant leur transport par les torrents. La mer lance ses vagues à l'assaut des falaises qui la bordent et en arrache à tout instant des lambeaux, dont les matériaux les plus grossiers retombent près du rivage en formant des dépôts côtiers, tandis que les vases sont entraînées au loin, et qu'à des profondeurs encore plus grandes les éléments que l'eau était parvenue à dissoudre sont fixés au fond par l'action des organismes. Partout c'est une marche incessante des matières terrestres vers une meilleure situation d'équilibre, sous la double influence des agents atmosphériques et de la gravité.

Au premier abord, il semble que la puissance calorifique, qui gouverne les premiers, soit ici en antagonisme avec la pesanteur; car c'est elle qui élève dans les airs l'eau vaporisée des océans et qui soulève les mers en les associant aux agitations des masses aériennes. Mais on s'aperçoit bien vite qu'elle n'intervient

Digitized by Google

ainsi que pour permettre la chute, à la surface des continents, de ces masses de neige et d'eau, qui deviendront les principaux agents de leur dégradation et, par suite, les instruments les plus actifs du grand travail de la pesanteur.

Or à mesure que, par ce mouvement général de descente, les matériaux de l'écorce émergée sont arrivés dans une zone inférieure au niveau général de l'océan, ils sont soustraits à tout déplacement ultérieur, et ainsi le nombre va diminuant sans cesse des éléments sur lesquels l'action dynamique du soleil est capable de s'exercer. Ce serait donc le repos complet de la nature, à une échéance plus ou moins lointaine, mais inévitable, si quelque autre cause ne survenait pour troubler périodiquement les états d'équilibre une fois établis.

C'est dans ce sens qu'intervient l'activité interne du globe, c'est-à-dire cette provision d'énergie accumulée, sous forme de chaleur, au-dessous de la croûte solide et préservée par cette même croûte d'une trop rapide déperdition. Les réactions qui s'accomplissent dans le bain liquide, la contraction de sa masse qui, bien que très lente, ne peut manquer de se faire sentir à la longue, se traduisent à l'extérieur par des changements dans l'assiette de l'écorce, dont certaines parties s'affaissent, tandis que d'autres sont refoulées latéralement. De là des ploiements, parfois même des fissures, par où s'épanche au dehors une partie de la nappe liquide. Ainsi, d'une part, la croûte se consolide de plus en plus, à l'aide de ces emprunts faits au noyau interne, qui viennent, en quelque sorte, ressouder les fragments dans les intervalles desquels ils s'étaient fait jour; d'autre part, le relief des continents, atténué à la suite d'une longue période de calme, s'accentue de nouveau, offrant des surfaces fraîches à l'action des puissances extérieures, pendant que les modifications physiques concomitantes introduisent une cause de renouvellement des organismes.

Toute l'histoire du globe est dans le jeu, alternatif ou simultané, de ces deux catégories d'agents, les uns extérieurs, ayant leur principe dans la combinaison de la chaleur solaire et de l'attraction universelle, les autres, intérieurs, produits de la même attraction, combinée avec l'énergie propre du globe, laquelle n'est autre chose qu'une fraction dérobée à l'énergie de la nébuleuse primitive et ayant, par suite, la même origine que la chaleur du soleil.

Or, à toutes les époques, l'essence des forces en action a été la même. De plus, au moins à partir du moment où la terre est devenue une planète obscure, les mêmes corps simples n'ont pas cessé d'exister à sa surface. Dès lors, entre les phénomènes du passé et ceux qui s'accomplissent encore aujourd'hui sous nos yeux, il peut y avoir de notables différences d'*intensité;* il n'y a pas de différences de *nature*. Les associations de forces ont pu être plus ou moins complexes et s'écarter, dans une large mesure, des combinaisons actuellement réalisées, de telle sorte que les produits de leur action n'offriront aucune ressemblance avec ceux à la formation desquels il nous est donné d'assister; il n'en est pas moins vrai que la mécanique, la physique, la chimie et au besoin la physiologie, doivent, en principe, suffire à leur explication.

Digitized by Google

Le fil des opérations de la nature n'est donc pas rompu, comme le croyait Cuvier. Des orces toujours soumises aux mêmes lois, agissant sur des atomes demeurés identiques, ne peuvent admettre de variations que dans le mode de groupement qu'elles imposent aux éléments simples et, s'il est souvent difficile de reconstituer par la pensée tel ensemble de conditions dont le monde environnant ne nous offre plus d'exemples, du moins le problème est de ceux qu'un observateur sagace, en s'aidant au besoin de l'expérimentation, peut toujours espérer ou de résoudre lui-même ou de voir résoudre par ses successeurs.

Telle est la raison pour laquelle nous pensons que le premier chapitre de la Géologie doit être l'étude des transformations actuelles de l'écorce du globe. Non que, suivant une doctrine trop aisément acceptée par quelques écoles, cette étude puisse suffire à donner la clef du passé; mais parce qu'en nous apprenant à formuler la relation par laquelle chaque combinaison de forces se relie à une catégorie déterminée de produits, en même temps qu'elle permet d'expliquer, avec une grande vraisemblance, la formation des produits similaires que nous ont légués les âges précédents, elle nous met sur la voie des sources auxquelles il faudra remonter pour découvrir l'origine de tous ceux qui n'ont plus aujourd'hui d'analogues.

Cette identité d'*essence*, mais non de *modalité*, entre les agents physiques du passé et ceux du présent, est le principe fondamental sur lequel doit reposer toute la science du globe. Rien n'est plus légitime que l'induction qui nous porte à l'admettre et nous ajouterons que rien n'est plus salutaire; car c'est l'observation directe et patiente, substituée aux trop faciles rêveries de l'imagination.

Mais pour bien apprécier les transformations dont la surface du globe est actuellement le théâtre, il importe tout d'abord de définir avec exactitude le domaine sur lequel l'activité des puissances, tant intérieures qu'extérieures, est appelée à s'exercer. Cette définition est d'autant plus opportune, que la notion de l'incessante variabilité de la surface terrestre n'est pas de celles qui se présentent immédiatement à l'esprit. Le monde qui nous entoure s'offre bien plutôt à nos yeux avec les apparences d'une stabilité absolue, et les changements qu'on ne peut s'empêcher d'y apercevoir, tels que la succession des saisons et les alternatives du régime des cours d'eau, affectent un caractère de périodicité qui se concilie sans peine avec la permanence d'un état moyen d'équilibre. Les paysages qui nous entourent paraissent être, jusque dans leurs plus minimes détails, les mêmes que ceux au milieu desquels s'est déroulée l'existence des générations antérieures, et il faut regarder de très près pour découvrir, sur quelques points isolés, une différence entre les rivages de nos mers et ceux dont les premiers géographes nous sont transmis la description. Des mesures de précision sont donc nécessaires, pour permettre d'apprécier l'importance et la généralité de changements dont la constatation dépasse le plus souvent la sensibilité de nos organes. C'est pour cela que l'étude des agents dynamiques du présent doit être précédée de celle des *formes* actuelles du globe, en prenant ce mot de *formes*

Digitized by Google

dans son acception la plus étendue, c'est-à-dire en y comprenant tout ce qui, parmi les éléments généraux de notre planète, paraîtra susceptible d'une définition rigoureuse. De ce nombre sont la position de notre terre dans l'espace, les données relatives à la distribution des trois éléments, solide, liquide et gazeux, enfin le relief des continents et du fond des océans.

Une fois qu'on a satisfait à cette nécessité par des emprunts faits à l'*astronomie*, à la *géodésie* et à la *géographie*, il importe de se souvenir que la terre n'est point une masse inerte, mais que la vie organique s'épanouit avec abondance à sa surface. Cet épanouissement, dont la source réside dans les radiations solaires, est gouverné par un ensemble de conditions physiques où se retrouve, à chaque instant, l'influence des éléments qui viennent d'être analysés. Aussi la Géologie, parvenue au terme de cette première étape, doit-elle faire appel à la *physique du globe* pour savoir dans quelle mesure les formes actuelles de notre terre modifient la répartition que les causes astronomiques, si elles étaient seules en jeu, assigneraient à la lumière et à la chaleur.

Cela fait, la *botanique* et la *zoologie* seront, à leur tour, mises à contribution, non pour dresser l'inventaire des organismes qui peuplent les continents et les mers, mais pour faire connaître les lois générales de la répartition des êtres et signaler au besoin les particularités qui, n'ayant pas une suffisante raison d'être dans les conditions du milieu ambiant, ne peuvent s'expliquer que par l'influence du passé.

Ainsi armée d'une exacte connaissance des formes du présent, la Géologie peut aborder utilement l'étude des changements que les forces extérieures introduisent sans cesse dans l'ordre de choses établi. Ces changements dont l'ensemble constitue ce que nous appellerons la *Dynamique externe* du globe, et dont nous avons déjà indiqué la tendance générale, dirigée vers la conquête de l'équilibre stable, peuvent être résumés dans une formule très simple : ils sont *la réaction exercée sur l'écorce par les fluides qui l'environnent;* d'abord l'atmosphère, agissant à la fois par sa masse, par sa température et par les précipitations dont elle est le siège; ensuite l'eau, à l'état liquide sous la forme des océans, des rivières et des eaux d'infiltration, ou à l'état solide, sous la forme des glaciers et des glaces flottantes. Enfin, pour couronner l'œuvre, apparaissent les organismes, si étroitement liés aux fluides terrestres, d'où ils tirent presque tous leurs éléments constituants. Leur fonction géologique paraît être, d'une part, de fixer, à l'état de combustibles fossiles, une partie des substances atmosphériques; de l'autre de restituer à l'écorce solide, sous la forme de dépôts calcaires ou siliceux, ce que l'action dissolvante des cours d'eau avait soustrait au travail mécanique de la sédimentation.

Pour accomplir ce programme, c'est surtout auprès de la *météorologie* et de l'*hydrologie* que la dynamique externe devra chercher des lumières.

Cette tâche étant remplie, la *Dynamique interne* vient, à son tour, solliciter l'attention du géologue. Tandis que, par l'expérience des excavations souterraines

Digitized by Google

et des sondages, il s'assure de l'augmentation constante de la température avec la profondeur, les sources thermales et surtout les phénomènes volcaniques lui apportent des preuves encore plus décisives de l'existence d'un foyer de chaleur intense au-dessous de l'écorce. Alors il étudie les diverses manifestations physiques et chimiques de ce nouveau mode d'énergie, et la part qu'il est juste de lui attribuer dans le remaniement de la surface terrestre.

Là devrait se terminer l'examen des phénomènes actuels si peut-être il ne convenait encore d'y rattacher, sous le nom de *Dynamique extra-terrestre*, ces curieux témoignages de l'activité planétaire qui parviennent jusqu'à nous sous la forme des *météorites*.

Mais nous l'avons dit : toute cette longue suite d'études n'est que le préambule de la véritable Géologie, dont le principal objet est la recherche des traces laissées, dans le passé, par les diverses catégories d'agents que le spectacle du présent nous a appris à connaître. Ces traces nous apparaissent sous la double forme des *dépôts sedimentaires*, avec les restes organiques qu'ils contiennent, et des *roches éruptives*, comprenant aussi les *filons* minéraux et métallifères.

Reconstituer ces deux séries par la comparaison des données stratigraphiques, lithologiques et paléontologiques, recueillies sur tout le globe ; enregistrer les variations des organismes, pour en conclure celles des conditions physiques extérieures ; enfin déduire de la composition des masses éruptives, comme aussi de leur allure et de celle des terrains encaissants, le caractère des diverses phases de l'activité interne, telle est la tâche à remplir. Tâche bien difficile, car le succès dépend du nombre et de la précision des observations; et si ces deux éléments s'accroissent sans cesse par le travail quotidien des géologues, l'inventaire du globe n'en offre pas moins encore de nombreuses lacunes, que l'avenir seul pourra combler.

Toutefois, s'il reste plus d'une question de détail à laquelle, pour ce motif, on ne peut donner qu'une solution provisoire, l'ensemble de la série éruptive et de la série sédimentaire commence à être connu avec une remarquable précision. Aussi est-ce déjà une des études les plus attrayantes auxquelles on puisse se livrer que celle des transformations subies par notre terre, depuis sa condition première, incompatible avec l'existence de l'organisme le plus rudimentaire, jusqu'à cet état final où la vie s'épanouit à sa surface dans toute la splendeur de son infinie variété. Quel spectacle que celui de ce plan incessamment poursuivi, sans qu'aucun retour en arrière vienne jamais obscurcir l'idée d'ordre dont il est comme imprégné! Au début des périodes vitales, une mer sans limites laisse à peine émerger quelques îlots, dont la vie organique est lente à prendre possession. Bientôt la terre ferme se constitue et tandis que, dans les mers, une abondante population animale s'est déjà développée, la végétation s'installe, avec une puissance incomparable, sur les bords des lagunes continentales, purifiant l'atmosphère, jusqu'alors irrespirable, par le carbone qu'elle lui enlève et dont un mode particulier d'enfouissement va mettre en réserve, pour les âges futurs, toute la

Digitized by Google

puissance calorifique. Ensuite les continents se complètent par des adjonctions successives et leur relief s'accentue peu à peu, pendant que l'uniformité d une température tropicale, d'abord commune à tout le globe, fait progressivement place à la variété des climats. Sous cette influence, le monde des animaux et des plantes terrestres se diversifie de plus en plus; les mammifères et les arbres à feuillage caduc font leur apparition, et quand la venue des plantes à fleurs atteste que les rayons solaires ne rencontrent plus rien qui arrête leur éclat bienfaisant, une série de phénomènes grandioses vient imprimer aux montagnes leur relief définitif. D'abondantes précipitations s'y condensent et, par le travail d'érosion et de transport qui en résulte, étalent, sur de larges surfaces, un limon fertile qui n'attend plus que la culture. Les grandes vallées fluviales sont creusées; les rivages des mers ont acquis ces formes profondément découpées qui conviennent au développement de la civilisation; les fentes de l'écorce ont vu leurs parois se tapisser de matières utiles. L'homme peut venir; la terre est mûre pour le recevoir; c'est à lui désormais d'exploiter toutes ces richesses que la Providence a partout accumulées pour son usage!

Tel est, dans ses traits généraux, le tableau que l'histoire du passé est appelée à dérouler sous nos yeux. Est-il besoin d'en faire ressortir le puissant intérêt? Mais l'intelligence n'est pas seule à trouver du profit dans cette contemplation. Le genre d'études à l'aide duquel on y parvient comporte d'autres jouissances, qui, réunies aux premières, assignent à la Géologie une place à part au milieu de toutes les sciences. N'oublions pas, en effet, que l'observation directe du terrain est l'unique moyen, non seulement de faire progresser la Géologie, mais encore d'en bien comprendre l'exposé doctrinal. Or, le contact prolongé de l'homme avec la nature exerce, à la fois sur le corps et sur l'âme, la plus salutaire de toutes les influences. Humboldt a dit des choses excellentes (1) sur cette action bienfaisante du grand air ou, mieux encore, de l'*air libre* et sur le pressentiment de l'ordre et de l'infini qui naît, en quelque sorte, à notre insu, de l'ensemble des impressions éveillées en nous par le spectacle de la création. Nous sera-t-il permis d'ajouter que ces impressions revêtent un caractère encore plus bienfaisant quand il s'y mêle un sentiment personnel dirigé vers Celui de qui cet ordre est la manifestation? En tout cas et à quelque degré qu'on veuille s'arrêter dans l'analyse de cette influence, il demeure incontestable que la Géologie est, par excellence, une science *saine*. Le corps s'y endurcit aux fatigues et apprend à se rendre indépendant de ces besoins factices auxquels est assujettie la vie des citadins. De même que les poumons se dilatent plus librement, l'esprit aussi s'élargit, tant par l'action salutaire de la nature que par l'habitude acquise d'étudier les phénomènes les plus complexes. Quand l'hiver est venu interrompre les explorations, le travail manuel nécessité par la préparation des fossiles alterne, de la façon la plus heureuse, avec les recherches purement intellec-

(1) *Cosmos*, I, 4.

Digitized by Google

tuelles. De la sorte, le géologue se repose d'une occupation par une autre, trouvant dans cette variété un remède suffisant contre la fatigue de l'esprit.

De plus, la Géologie est une science *sociable*. Il n'en est aucune qui exige, au même degré, le concours simultané de plusieurs activités distinctes et la discussion sur place a élucidé nombre de problèmes que des études individuelles, isolément entreprises, eussent laissés sans solution. Aussi n'est-ce que justice de parler du charme qui vient, le plus souvent, s'ajouter à l'intérêt des travaux géologiques, et que nulle science naturelle ne saurait revendiquer avec autant de droits. Enfin, c'est un autre mérite de la Géologie que la facilité avec laquelle elle admet des ouvriers de toutes les catégories. Les plus humbles n'y sont pas toujours les moins utiles, et tel patient chercheur de fossiles a rendu, par ses trouvailles, des services dignes d'être mis en balance avec les résultats de bien des travaux d'un ordre plus relevé.

APPLICATIONS DE LA GÉOLOGIE.

Tant d'avantages devraient suffire pour conquérir à la science géologique des adeptes de plus en plus nombreux, si déjà elle ne s'imposait à l'attention publique par les applications de toute sorte dont elle est susceptible.

Le temps n'est plus où même des mineurs expérimentés pouvaient se permettre d'affecter un certain scepticisme à l'égard de la Géologie, bien qu'il fût aisé de leur répondre que, sans en vouloir convenir, ils en faisaient tous les jours et de la meilleure. Les relations des filons métallifères entre eux et avec les roches encaissantes sont choses qu'un praticien ne parvient à bien définir qu'à la condition de pénétrer sur le terrain réservé à la science; sans doute, c'est à l'expérience seule des mineurs de profession qu'on doit ce qu'on sait aujourd'hui sur la distribution des parties riches dans certains districts miniers; mais ces notions n'ont acquis une portée générale que le jour où on est parvenu à les formuler dans le langage scientifique, en rattachant, par une relation de cause à effet, des phénomènes que les hommes du métier s'étaient contentés d'enregistrer sans en pousser plus loin l'analyse. Pour décider de l'opportunité d'une recherche, pour la bien conduire une fois qu'elle est engagée, pour savoir l'abandonner à temps si elle doit demeurer infructueuse, c'est à la Géologie qu'il faut faire appel; car elle seule est en possession de règles qui, résumant l'expérience acquise dans tous les cas analogues, permettent d'appliquer à chaque espèce un *diagnostic* raisonné; et quand même, pour pouvoir formuler une opinion, l'homme de science devrait demander à s'éclairer par quelques travaux préparatoires, les frais de semblables recherches, toujours poursuivies sous l'empire d'une idée directrice, seront toujours bien peu de chose auprès des énormes dépenses qu'entraîneraient un puits ou une galerie, entrepris au hasard sur un emplacement mal choisi.

Digitized by Google

Cet intérêt est encore mieux marqué quand il s'agit d'aller chercher, dans la profondeur, des substances utiles qui, comme la houille et le sel, sont habituellement cantonnées dans des terrains déterminés. Qui donc, sinon le géologue, fera connaître au sondeur les terrains sur lesquels tout travail serait infructueux, parce qu'ils appartiennent à des systèmes inférieurs à ceux qui encaissent les substances désirées? Et à supposer qu'il y ait, comme dans la région du Pas-de-Calais, de ces renversements qui troublent la succession régulière des assises, à qui, si ce n'est au stratigraphe, ira-t-on demander d'en définir l'allure? De même, quand une grande faille vient interrompre la continuité d'un gisement, n'est-ce pas à la Géologie qu'il appartient de dire de quel côté il y a des chances de retrouver les couches perdues?

Ce qui est vrai pour les mines l'est aussi pour les carrières. Sans doute, la science peut rarement dire avec certitude quelles seront, en un point donné, les qualités industrielles d'une roche. Du moins est-ce beaucoup de pouvoir marquer sur le terrain tous les affleurements des assises qui, dans certaines localités, ont fourni soit des pierres de construction, soit des matériaux d'empierrement, soit des minerais de fer, soit encore des argiles de qualités diverses et où, par conséquent, il y a quelque probabilité pour la rencontre de produits analogues.

L'aménagement des sources minérales est encore une des entreprises qui ont le plus de secours à attendre de la Géologie. Dans une matière aussi délicate, où des travaux mal conçus peuvent amener des résultats funestes, il n'y a qu'une seule manière de procéder rationnellement; c'est de se rendre compte de l'allure des fentes qui amènent les eaux et des causes auxquelles leur minéralisation peut être attribuée, étude qui rentre essentiellement dans la mission du géologue.

Il en est de même de la recherche des nappes d'eau profondes. Ce n'est pas à la légère qu'un forage coûteux peut être entrepris; or la probabilité de la rencontre d'une nappe, artésienne ou non, dépend de la nature des couches qui doivent exister en profondeur, de leur inclinaison, de l'altitude à laquelle elles affleurent au jour, en un mot d'un ensemble de circonstances que la Géologie seule est en mesure de préciser. Personne n'ignore que les encouragements donnés par les géologues ont été la raison déterminante des grands sondages artésiens de la région parisienne et le succès de cette initiative a rendu l'union de la science avec l'art du sondeur plus intime que jamais.

L'étude du régime des cours d'eau, si importante à divers points de vue, est intimement liée à celle de la composition du sous-sol, depuis que les travaux de M. Belgrand ont montré à quel point la perméabilité du terrain, conséquence de sa constitution géologique, influe sur le résultat final des précipitations atmosphériques. La connaissance de cette constitution précèdera donc avec avantage toute tentative faite pour fixer les sols exposés au ruissellement, consolider les berges menacées par l'érosion et lutter contre le fléau des inondations.

Mais c'est surtout aux travaux publics proprement dits que la Géologie est appelée à rendre des services. Sans doute, il ne serait que juste de reconnaître

Digitized by Google

que pendant longtemps c'est l'inverse qui a eu lieu et que la science a dû de nos jours ses principales conquêtes à ces tranchées qui, sur tant de points, mettaient à découvert un sol jusqu'alors masqué par la végétation ou par les dépôts superficiels. Toutefois l'expérience ainsi conquise n'a pas tardé à rejaillir avec profit sur l'art qui l'avait si puissamment aidée à se développer. Après tant de déboires causés aux ingénieurs par la rencontre de terrains ébouleux, on a généralement reconnu la convenance de faire appel à la Géologie dans l'étude des tracés de chemins de fer et de routes. Une telle pratique devrait être partout suivie et bien des frais de construction ou d'entretien seraient épargnés si, à côté des considérations purement topographiques, on se préoccupait toujours à un degré suffisant de la nature des terrains traversés. Ici c'est une tranchée de chemin vicinal, ouverte dans une nappe d'argile, où l'inclinaison des talus a été déterminée *a priori* par un règlement administratif et dont les berges iront s'effondrant chaque hiver, tandis qu'on eût évité cet inconvénient en adoptant, dès le début, l'inclinaison que réclamait un terrain dont les géologues étaient en mesure de signaler le peu de consistance. Ailleurs c'est une grande tranchée de chemin de fer, dont le projet, dressé sur un simple profil du terrain, n'a tenu aucun compte de la nature des roches et par laquelle on se trouve conduit à entamer une assise d'argile à flanc de coteau, tentative condamnée à l'insuccès ou susceptible, tout au moins, d'entraîner des frais considérables. Sur un autre point, le calcul, fait à l'avance, de la compensation des déblais par les remblais, amène l'ingénieur à utiliser, pour la traversée d'un vallon, des masses de marne argileuse extraites d'une tranchée voisine; et pendant de longues années, le remblai s'étalera à droite et à gauche, obligeant à recharger sans cesse une voie qui s'effondre en y engloutissant une quantité de matériaux coûteux. D'autres fois enfin, trompé par les apparences extérieures du sol, on n'aura pas su deviner la rencontre probable de veines de quartz ou de granite, contre lesquelles s'épuiseront les efforts des ouvriers. Dans tous ces divers cas, l'opportunité d'un appel aux géologues est évidente et nous ne pensons pas qu'aujourd'hui personne songe à la contester.

Du reste, ce genre d'études préalables ne s'applique pas uniquement aux travaux à exécuter sur la terre ferme. Une récente expérience a prouvé que, sous une profondeur d'eau appréciable, il n'était pas impossible de reconnaître l'allure des couches que la mer dérobe à nos regards, sans employer à cette recherche autre chose que les outils de sondage les plus élémentaires. C'est ainsi que le projet de tunnel sous-marin entre la France et l'Angleterre a pu être débarrassé à peu de frais de quelques incertitudes que l'exécution définitive du travail semblait être seule en mesure de lever.

Enfin l'art qui importe le plus à la prospérité des nations, l'agriculture, ne saurait demeurer étranger à la Géologie, depuis qu'on a compris la nécessité de de restituer méthodiquement au sol les éléments que les récoltes lui enlèvent sans retour. L'expérience acquise dans les essais de cartes agronomiques a

Digitized by Google

démontré que le meilleur travail de ce genre était encore une carte géologique à grande échelle, tant la concordance est parfaite entre la nature du sous-sol et les divisions stratigraphiques qu'on y peut établir. D'ailleurs la Géologie seule a qualité pour faire connaître aux agriculteurs les gisements d'amendements minéraux, et elle s'est trop bien acquittée de cette tâche, en ce qui concerne les marnes et les phosphates de chaux, pour que l'utilité de son intervention puisse être désormais méconnue.

Nous n'avons voulu rappeler ici que les principales applications de la Géologie. Mais combien d'autres mériteraient encore une mention! L'art militaire, par exemple, peut tirer un parti considérable, non seulement du relief, mais de la nature du sol et, entre les mains d'un tacticien instruit, une carte géologique viendra fort à propos compléter les indications de la topographie. On sait quel rôle important jouent, dans la défense du sol français, les diverses zones concentriques qui, de l'Ardenne à la Bourgogne, d'une part et de la Champagne aux Vosges, d'autre part, entourent si régulièrement l'Ile de France. Ces zones, dont chacune est limitée à l'est par une falaise où ne s'ouvrent qu'un petit nombre d'étroits passages, correspondent à autant de systèmes stratigraphiques bien distincts et nulle part leur importance et leur homogénéité ne s'accusent mieux que sur une carte géologique. S'agit-il de choisir d'avance un campement, de déterminer l'emplacement qui convient le mieux à un corps de cavalerie, ou le terrain sur lequel des manœuvres d'artillerie seront le plus faciles, une carte de ce genre offrira, même en pays inconnu, sinon le moyen de trouver la meilleure solution, du moins celui d'éviter de grosses fautes, impossibles à prévoir avec les seules ressources de la carte topographique, même la mieux faite. L'avantage de telles indications sera encore plus sensible s'il faut proposer l'ouverture de tranchées d'attaque ou la construction d'ouvrages de fortification passagère; car on pourra éviter d'en fixer la place sur des affleurements de roches dures, connaissant à l'avance, rien que par la légende de la carte, ceux des terrains où tout travail de sape rapide serait impossible.

La peinture elle même n'est-elle pas intéressée à ne point méconnaître les traits principaux de la structure du sol, traduits en caractères si fidèles, mais parfois si difficiles à définir, dans la physionomie extérieure du paysage? Certes, le grand art s'accommode mal des menus détails et de même qu'on saurait mauvais gré à un paysagiste de vouloir reproduire avec exactitude les caractères distinctifs des espèces végétales, de même il serait difficile d'applaudir aux efforts qu'il ferait pour accentuer la nature minéralogique des roches formant le fond de son tableau. Mais sans tomber dans un tel excès, quel avantage n'y a-t-il pas à savoir mettre en évidence, par quelques coups, largement donnés, de crayon ou de pinceau, soit l'allure de la stratification, soit celle des grandes surfaces de division des roches? N'est-il pas facile d'apprécier, du premier coup d'œil, la supériorité d'un paysage où l'on a su faire une juste part aux différences intrinsèques des masses minérales?

Digitized by Google

En résumé, il n'est guère de domaine où la Géologie n'ait entrée et s'il est excessif d'en conclure que la connaissance de cette science s'impose indistinctement à tout le monde, du moins n'est-ce pas trop exiger de ceux qui, dans une mesure quelconque, ont affaire au globe terrestre, que d'attendre d'eux de fréquents appels aux spécialistes à qui la structure de ce globe est familière. Sans doute il y a des sciences, comme la mécanique, la physique et la chimie, dont nous sommes amenés chaque jour à réclamer l'intervention dans les choses de la pratique. Mais aucune ne jouit de ce privilège au même degré que la Géologie, parce qu'aucune ne répond à un aussi grand nombre de besoins primordiaux. C'est dans le sein de la terre que l'homme est contraint d'aller chercher, à la sueur de son front, tout ce qui importe au développement de la civilisation matérielle et si le soleil fournit, par ses radiations, l'impulsion nécessaire aux réactions de la vie organique, c'est encore de la terre que dérivent toutes les substances sur lesquelles cette énergie est appelée à se dépenser. La science qui s'applique à définir l'ordre suivant lequel les matériaux du globe ont été disposés est donc associée, plus intimement qu'une autre, à ce qui fait le fond même de notre existence mortelle ; on peut dire d'elle qu'à toute heure elle intervient utilement pour faciliter à l'homme l'accomplissement de sa tâche quotidienne. De là découlent à la fois l'ampleur du rôle qu'elle joue dans l'ensemble de nos connaissances et le caractère particulier des jouissances qu'elle procure, lorsqu'elle nous conduit, par degrés successifs, jusqu'à ces sommets d'où le regard découvre les grandes lignes du plan de la Création. Chacune de ces satisfactions est le fruit, plus ou moins immédiat, d'un labeur imposé par les besoins mêmes auxquels l'homme est assujetti. La source en est saine autant que l'expression dernière en est élevée et au même titre que les résultats matériels dont les doctrines de la science ne font que traduire la signification philosophique, elles méritent d'être regardées comme la juste récompense de notre fidélité à la grande loi du travail.

Digitized by Google

DIVISIONS DE L'OUVRAGE

Conformément aux principes exposés dans l'Introduction, ce Traité comprendra deux parties.

La première sera consacrée à l'étude des **PHÉNOMÈNES ACTUELS**.

Cette première partie sera divisée en trois livres, dont l'un aura pour objet l'examen des formes actuelles du globe, ou **MORPHOLOGIE TERRESTRE**, tandis que les deux autres traiteront respectivement de la **DYNAMIQUE TERRESTRE EXTERNE** et de la **DYNAMIQUE TERRESTRE INTERNE**.

La seconde partie comprendra la **GÉOLOGIE PROPREMENT DITE**, c'est-à-dire l'étude des phénomènes du passé.

Cette seconde partie renfermera quatre livres : le premier traitant de la **COMPOSITION GÉNÉRALE DE L'ÉCORCE TERRESTRE**, le suivant relatif aux **FORMATIONS SÉDIMENTAIRES** ou d'origine externe, le troisième ayant pour objet les **FORMATIONS ÉRUPTIVES** ou d'origine interne, et le dernier consacré aux **DISLOCATIONS** de la croûte du globe et aux **THÉORIES GÉOGÉNIQUES**.

Digitized by Google

PREMIÈRE PARTIE

PHÉNOMÈNES ACTUELS

LIVRE PREMIER

MORPHOLOGIE TERRESTRE

Nous nous proposons d'étudier dans ce livre tout ce qui, parmi les traits généraux de la surface du globe, est susceptible d'une définition précise et s'offre à nos yeux, dans un premier examen, avec les caractères de la stabilité. Il ne s'agit pas seulement des formes extérieures visibles, mais aussi des conditions physiques au milieu desquelles ces formes se maintiennent et qui ne sont pas moins que ces dernières caractéristiques du temps où nous vivons.

La premier Livre comprendra donc deux Sections : la première, ou **MORPHOLOGIE PROPREMENT DITE**, consacrée à ce qui mérite véritablement le nom de formes, employé dans son acception la plus habituelle, la seconde, ou **PHYSIOGRAPHIE**, destinée à l'analyse des conditions physiques et physiologiques de l'époque présente.

PREMIÈRE SECTION

MORPHOLOGIE PROPREMENT DITE

Sous ce titre nous considérerons successivement, en descendant du général au particulier, les divers éléments morphologiques qui peuvent servir à caractériser le globe terrestre; d'abord sa *forme astronomique*, c'est-à-dire les données relatives à sa position et à son mouvement dans l'espace; puis sa *forme géodésique et physique;* enfin ce qu'on pourrait appeler sa *physionomie générale*, telle qu'elle résulte de la distribution relative, tant en surface qu'en hauteur, de l'élément solide et de l'élément liquide.

Digitized by Google

CHAPITRE I

DONNÉES D'ENSEMBLE RELATIVES AU GLOBE TERRESTRE

§ 1

DONNÉES ASTRONOMIQUES

Mouvement de la terre. Ecliptique. — La terre est un sphéroïde dont le centre de gravité décrit, dans le cours d'une année, une courbe plane autour du soleil, pendant que le sphéroïde lui-même est animé, autour d'une axe de direction fixe, d'un mouvement de rotation uniforme, dont la durée est de vingt-quatre heures sidérales. L'orbite terrestre, appelée *écliptique*, a la forme d'une ellipse, dont le soleil occupe un des foyers. Mais cette ellipse est très voisine d'un cercle et son *excentricité*, c'est-à-dire le rapport qui existe entre la distance des foyers et le grand axe, n'est que de 0,01677, soit à peu près $\frac{1}{60}$. Il en résulte que, le grand axe étant pris pour unité, le petit axe est égal à 0,99986.

La distance moyenne de la terre au soleil, c'est-à-dire la moyenne arithmétique entre le demi-grand axe et le demi-petit axe de l'écliptique, est de 150 millions de kilomètres. La différence entre le rayon vecteur du *périhélie*, ou plus courte distance du soleil à la terre et celui de l'*aphélie* ou plus grande distance, est d'environ 5 millions de kilomètres.

Inclinaison de l'axe terrestre. Ses conséquences. — L'axe de rotation du globe ne coïncide pas avec la perpendiculaire à l'écliptique. Il fait avec cette ligne un angle sensiblement constant dans l'espace d'une année et égal à 23°27'21". Tel est, par suite, l'angle que le plan de l'équateur terrestre forme avec celui de l'écliptique, angle auquel on donne le nom d'*obliquité de l'écliptique*. Chaque point de la terre, dans sa rotation diurne, décrit donc un cercle dont le plan, au lieu d'être parallèle au plan de l'orbite terrestre, le coupe sous un angle égal à l'obliquité en question.

De là résulte une conséquence de la plus haute importance. En raison de l'énorme distance qui nous sépare du soleil et de la faible dimension angulaire de cet astre, les rayons qu'il nous envoie peuvent être considérés comme parallèles entre eux. Le faisceau de ces rayons forme donc un cylindre lumineux qui vient toucher le sphéroïde terrestre suivant un grand cercle dit *grand cercle d'illumination*, partageant la terre, à tout instant, en deux moitiés rigoureusement égales, dont l'une est l'hémisphère éclairé et l'autre, l'hémisphère obscur.

Si l'équateur terrestre coïncidait avec l'écliptique, le grand cercle d'illumination, toujours perpendiculaire à cette dernière, se confondrait avec un méridien. Il couperait donc tous les cercles de latitude en deux parties égales et, pour tous les points de la terre, le jour et la nuit auraient la même durée. Par suite, la

Digitized by Google

chaleur versée par le soleil aux diverses latitudes ne varierait qu'en raison de l'obliquité plus ou moins grande des rayons, ceux-ci étant rasants dans le voisinage du pôle et perpendiculaires dans la zone équatoriale.

L'inclinaison de l'axe terrestre détermine un tout autre résultat. Le grand cercle d'illumination, n'étant plus un méridien, coupe chaque parallèle, à l'exception de l'équateur, en deux parties inégales et dont la dimension relative, variable à un moment donné avec la latitude, varie aussi, pour une même latitude, avec la position de la terre sur son orbite. Aux *solstices*, c'est-à-dire quand le plan qui contient l'axe terrestre et la perpendiculaire à l'écliptique passe par le soleil, le grand cercle d'illumination ne coupe aucun des parallèles compris entre les pôles et les cercles polaires. Donc, pour tous les points dont la latitude est intermédiaire entre 66°32'39" et 90°, il y a, à ce moment, sur l'un des hémisphères, nuit de vingt-quatre heures et, sur l'autre, jour ininterrompu, mais avec une incidence presque rasante des rayons solaires. Au même instant, les points situés sur l'un des tropiques voient, à midi, le soleil au zénith.

Trois mois après, quand le plan normal à l'écliptique et passant par l'axe terrestre est devenu perpendiculaire au rayon vecteur qui joint la terre au soleil, le grand cercle d'illumination devient un méridien. Pour tous les points de la terre, le jour est égal à la nuit; l'incidence des rayons, toujours rasante au pôle, est normale, à midi, sur l'horizon de l'équateur. C'est *l'équinoxe* (fig. 1).

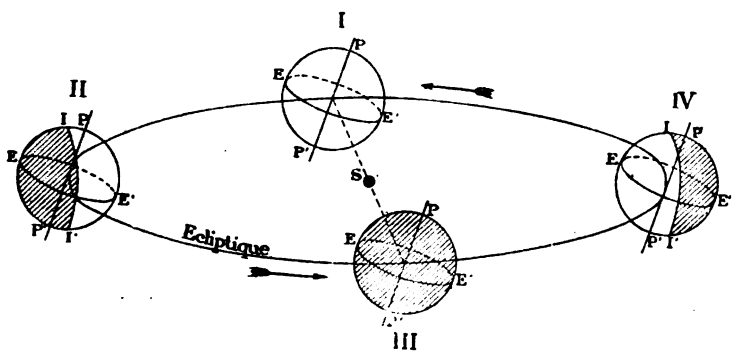

Fig. 1. — Diagramme des Saisons : I, Équinoxe de printemps. — II, Solstice d'été. — III, Équinoxe d'automne. — IV, Solstice d'hiver. — S, Soleil. — PP', Axe terrestre. — EE', Équateur. — II', Grand cercle d'illumination.

Saisons. — En raison de ces circonstances, chaque hémisphère se partage, de l'équateur au pôle, en trois zones, distinctes par leurs climats respectifs, conséquences du mode de répartition des jours et des nuits.

1° *Zone équatoriale, intertropicale* ou *torride*, offrant de moins en moins de différence entre le jour et la nuit à mesure qu'on se rapproche de l'équateur, où ces deux phases sont rigoureusement égales toute l'année. Chacun des points de cette zone voit, deux fois par an, le soleil au zénith. L'incidence des rayons, à midi, est toujours voisine de 90°.

Digitized by Google

2° *Zone tempérée*, s'étendant du tropique au cercle polaire. Jamais le soleil ne se cache pendant vingt-quatre heures; mais la grande différence des jours et des nuits, lors des solstices, rend très sensible le phénomène des saisons.

3° *Zone polaire* ou *glaciale*, comprise entre le cercle polaire et le pôle. Pour l'hémisphère nord, au voisinage du solstice d'été, cette zone a trois mois de jour ininterrompu, avec incidence rasante des rayons. Puis viennent, aux approches de l'équinoxe d'automne, trois mois d'alternatives de jour et de nuit avec jour décroissant, préparant, aux environs du solstice d'hiver, trois mois de nuit complète. Après quoi, trois mois d'alternatives de nuit et de jour avec jour croissant accompagnent le passage à l'équinoxe de printemps et ainsi la révolution annuelle se trouve accomplie. La différence des saisons est ici à son comble, car l'hiver se confond en quelque sorte avec la nuit, tandis que l'été est synonyme de jour.

Tel est donc le phénomène des *saisons*. Sa cause réside entièrement dans l'inclinaison de l'axe terrestre. Si cette inclinaison n'existait pas, il y aurait bien, en raison de l'inégale obliquité des rayons, des zones diversement partagées sous le rapport de la lumière et de la chaleur. Mais outre que la différence serait très peu sensible entre l'équateur et le parallèle de 45°, elle serait la même à toutes les époques de l'année. Si au contraire l'obliquité de l'écliptique venait à augmenter, l'influence des saisons risquerait d'être singulièrement exagérée. C'est ainsi que, dans le cas où l'axe des pôles viendrait à être couché dans le plan de l'écliptique, la nuit totale des solstices s'étendrait à un hémisphère tout entier.

Ajoutons qu'en vertu de cette loi astronomique, qui veut que le rayon vecteur joignant une planète au soleil décrive des aires égales dans des temps égaux, la durée relative des saisons dépend essentiellement de la position que la ligne des solstices occupe relativement au grand axe de l'écliptique. Si ces deux lignes coïncident, il est aisé de voir que le groupe formé par deux saisons consécutives, de part et d'autre d'un solstice, l'emporte sensiblement en valeur sur le groupe formé par les deux autres. Si au contraire c'est la ligne des équinoxes qui coïncide avec le grand axe, les deux groupes solsticiaux ont une égale durée. Ici donc le phénomène des saisons, causé par l'obliquité de l'écliptique, s'aggrave par le fait de l'ellipticité de l'orbite.

Précession des équinoxes. — Or il arrive justement que la ligne des équinoxes, qui n'est autre chose que l'intersection du plan de l'équateur avec celui de l'écliptique, ne cesse de se déplacer dans l'espace.

Ce déplacement, connu sous le nom de *précession*, tient à ce que l'axe terrestre, au lieu de rester parallèle à lui-même, comme nous l'avons d'abord admis, décrit en réalité, en 26 000 ans, autour de la normale à l'écliptique, un cône dont l'angle au sommet est de 23° 27′ 21″. De cette manière, la ligne des équinoxes se déplace, vers l'occident, de 50″, 2 par an. L'équinoxe est ainsi, chaque année, en avance d'une certaine quantité.

Mais en même temps que l'axe des pôles accomplit cette révolution lente autour

Digitized by Google

d'une perpendiculaire à l'écliptique, il oscille autour de chacune des positions moyennes ainsi déterminées, comme s'il se mouvait, en réalité, sur un petit cône dont l'axe serait lui-même, à chaque instant, une des génératrices du grand cône déjà mentionné. Ce second mouvement, dit *nutation*, fait osciller l'obliquité de l'écliptique de part et d'autre de sa valeur moyenne et influe sur le déplacement de l'équinoxe.

Outre ces deux perturbations (qui sont dues à l'attraction du soleil et de la lune sur le renflement équatorial), l'obliquité de l'écliptique subit, en vertu de l'action combinée des diverses planètes, une diminution séculaire. Enfin le grand axe de l'orbite n'est pas fixe et se déplace dans son plan en altérant la position du périhélie.

Pour toutes ces causes, l'avance annuelle de l'équinoxe s'élève à 62″ et la période de la précession totale devient de 21 000 ans. C'est ainsi que le périhélie coïncidait avec l'équinoxe d'automne en l'an 4000 av. J.-C., tandis qu'en l'an 1250 de notre ère il coïncidait avec le solstice d'hiver.

On voit donc que la durée des saisons est périodiquement variable. Actuellement, le groupe du printemps et de l'été, c'est-à-dire la saison chaude offre, au profit de l'hémisphère boréal, une durée supérieure de huit jours à celle du groupe formé par l'automne et l'hiver; l'inverse aura lieu exactement dans 11 500 ans.

Variations de l'excentricité. — Mais ces éléments ne sont pas les seuls variables. L'excentricité de l'orbite terrestre l'est aussi et, tandis que, de nos jours, elle est égale à $\frac{1}{60}$, on admet qu'elle peut s'élever jusqu'à $\frac{1}{11,5}$, comme aussi elle peut devenir nulle. Or une excentricité de $\frac{1}{11,5}$ introduirait, entre le rayon vecteur du périhélie et celui de l'aphélie, une différence telle que la chaleur versée sur le globe s'en ressentirait nécessairement. La terre, beaucoup plus échauffée lors du périhélie serait beaucoup plus refroidie au passage à l'aphélie et, de cette exagération des extrêmes, pourraient résulter d'importantes conséquences au point de vue des climats.

Ces conséquences deviendraient surtout significatives s'il arrivait que le maximum d'excentricité se produisît au moment où la ligne des solstices coïnciderait avec le grand axe de l'orbite. Dans ce cas, le minimum de chaleur se ferait sentir au moment où l'un des deux hémisphères serait au cœur de sa saison d'hiver et le climat de cet hémisphère en souffrirait probablement une notable altération.

Variations non périodiques des éléments astronomiques. — Jusqu'ici nous ne nous sommes occupés que des variations constatées par les astronomes et qui, du moins dans les limites embrassées par leurs observations, offrent toutes un caractère de périodicité bien marqué. Mais il n'est nullement interdit de penser qu'à des époques très éloignées de celle où nous sommes, les divers éléments astronomiques du globe ont été fort différents de ce qu'ils sont aujourd'hui.

En premier lieu, il ne faudrait pas croire que l'axe des pôles fût nécessairement assujetti à garder, relativement à la surface terrestre, une position fixe.

Digitized by Google

En effet, en vertu des principes fondamentaux de la mécanique, la permanence d'un axe de rotation, pour un corps soumis aux conditions actuelles du mouvement de la terre, n'est acquise que si cet axe coïncide avec un axe principal d'inertie. A supposer que cette coïncidence ait été une première fois établie, si, par le jeu des forces intérieures, la terre, qui est loin d'être un solide invariable, vient à subir, dans la distribution de ses matériaux, des changements capables d'altérer la position de son axe d'inertie, il en résultera un déplacement correspondant de l'axe de rotation, avec toutes ses conséquences relativement aux climats. Or la Géologie nous enseignera que de nombreux et importants changements se sont, à bien des reprises, produits sur le globe. C'est pourquoi, sans affirmer qu'un déplacement de l'axe ait réellement eu lieu et sans indiquer dans quelle mesure il semblerait réalisable, on doit du moins reconnaître qu'un tel fait n'est nullement inadmissible.

Les forces intérieures ne sont d'ailleurs pas les seules qu'il y ait à considérer en pareil cas. En effet tout l'accroissement de force vive que les radiations solaires apportent aux éléments du globe terrestre finit par se dépenser en travail mécanique, travail de combinaison pour les minéraux, travail de croissance ou de destruction pour les organismes, travail de déplacement pour les uns et les autres. Or s'il n'en peut résulter aucun dérangement pour le centre de gravité du globe, du moins la répartition des matériaux terrestres peut changer de manière à amener, comme dans le cas précédent, un déplacement de l'axe principal d'inertie. Ainsi, en principe du moins, l'axe du globe n'a pas, en dehors de ses variations périodiques, la fixité qu'on se croit quelquefois en droit de lui attribuer.

En second lieu, il convient d'observer que la stabilité de notre système solaire, telle qu'elle est admise par les astronomes, est uniquement relative à sa condition actuelle et n'a certainement pas dû exister de tout temps. En effet, les éléments de cette stabilité sont les masses actuelles des planètes, leurs distances relatives et les vitesses de leurs mouvements respectifs. Or si l'on ne repousse pas l'hypothèse de la nébuleuse primitive (et, pour notre part, nous croyons qu'il est bien difficile de refuser son adhésion à cette conception), il faut reconnaître qu'à un certain moment, la terre, déjà individualisée, avait en face d'elle un soleil à l'état nébuleux et duquel les planètes intérieures ne s'étaient pas encore détachées. Les conditions de son mouvement, celles des marées et bien d'autres devaient donc alors différer grandement de ce qu'elles sont de nos jours.

Mais c'est surtout dans la distribution de la lumière et de la chaleur qu'un pareil état de choses devait faire sentir son influence. La figure 2 a été construite en vue de faire apprécier la différence que présenterait cette distribution si, toutes choses égales d'ailleurs, et l'obliquité de l'écliptique demeurant la même, le soleil, au lieu de n'être plus qu'un point dans l'espace, avait un diamètre apparent de 47° (fig. 2).

Digitized by Google

Dans ce cas, au lieu d'être limité par un cylindre tangent au globe suivant un grand cercle d'illumination, le faisceau des rayons solaires utiles formerait un

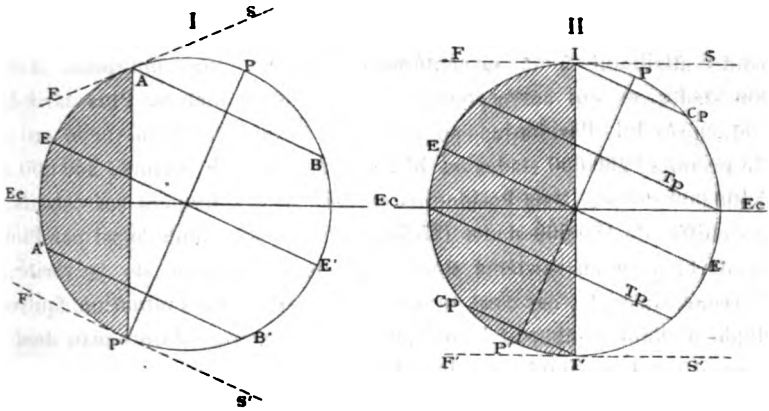

Fig. 2. — Effets de la variation du diamètre apparent du Soleil : I, Soleil de 47'. — II, Soleil actuel. Ec, Écliptique. — PP', Axe terrestre. — EE', Équateur. — Cp, Cercles polaires. — Tp, Tropiques. II', Grand cercle d'illumination. — AB, A'B', Parallèles de 43°. — AP', Petit cercle d'illumination. FS, F'S', Limites du faisceau des rayons solaires.

cône venant toucher la terre le long d'un petit cercle qui, au moment du solstice, passerait par l'un des pôles et par le parallèle de 43° sur l'hémisphère opposé. Pour aucun point de la terre, il n'y aurait de nuits de vingt-quatre heures et les incidences rasantes deviendraient l'exception. Sans doute, un soleil nébuleux donnerait une chaleur moins intense; mais, étant beaucoup plus grand et, par suite, bien plus rapproché du globe, il pourrait n'avoir pas un moindre effet utile et ainsi la division des climats n'aurait plus aucune raison d'être.

Nous n'insisterons pas outre mesure sur ces considérations, dont la place est plutôt au milieu des hypothèses géogéniques; mais il nous a paru nécessaire d'établir, dès le début, le caractère essentiellement variable des éléments astronomiques du globe. Si cette variabilité n'a que peu d'importance quand on se borne aux périodes historiques, elle en acquiert une considérable lorsqu'on fait entrer en ligne de compte l'immense durée des temps géologiques. Prétendre que, depuis le début de son histoire, la terre a toujours eu, devant elle, les mêmes cieux qu'aujourd'hui, serait méconnaître la loi générale de l'univers, où les phénomènes de périodicité ne servent le plus souvent qu'à masquer une marche lente, mais sûre, vers un but incessamment poursuivi.

§ 2

FIGURE ET DIMENSIONS DE LA TERRE

Anciennes évaluations. — La croyance à la sphéricité de la terre est de date très ancienne, car elle a été professée, dès le sixième siècle avant notre

Digitized by Google

ère, par l'école de Pythagore. Cependant cette doctrine ne s'est répandue parmi les philosophes qu'après avoir reçu l'adhésion de Platon et d'Aristote. Jusque-là, tous ont partagé l'erreur vulgaire, consistant à regarder la terre comme un disque aplati.

Aristote attribuait à la circonférence terrestre une longueur d'environ 400 000 stades, ce qui correspond à 74 millions de mètres. Plus tard Eratosthène et, après lui, Posidonius, approchèrent davantage de la vérité en admettant, le premier, 250 000 stades ou 46 250 000 mètres, le second, 240 000 stades ou 44 400 000 mètres. Mais Posidonius modifia ultérieurement ses calculs, arrivant au chiffre de 180 000 stades (33 300 000 mètres), adopté aussi par Ptolémée et considéré, jusqu'au seizième siècle, comme l'expression de la vérité; heureuse erreur, du reste, car c'est en se fondant sur cette évaluation fautive que Christophe Colomb s'enhardit à entreprendre la traversée d'un océan dont il ne soupçonnait pas la véritable étendue (1).

Principe des mesures modernes. — La sphéricité de la terre ayant été mise hors de toute contestation par le succès des voyages de circumnavigation, diverses recherches furent entreprises, au seizième siècle, pour mesurer exactement la circonférence du globe. Le principe de ces mesures est fort simple. Si la terre est une sphère parfaite, tous ses méridiens sont des cercles. Or la courbure d'un cercle étant la même en tous ses points, si l'on évalue, à l'aide d'une unité quelconque, la distance comprise, sur un même méridien, entre deux points dont la latitude diffère de un degré, il suffira, pour avoir la circonférence entière, exprimée en unités de même nature, de multiplier le chiffre obtenu par 360. Quant à la mesure de la distance, elle peut s'effectuer directement ou à l'aide de procédés trigonométriques.

Entreprise sur divers points du globe, cette recherche ne donna pas, tout d'abord, les résultats concordants auxquels on devait s'attendre. En effet, tandis que Fernel obtenait le chiffre de 57 070 toises pour la longueur de l'arc d'un degré, Snell n'arrivait qu'à 55 021 toises et Riccioli, au contraire, en trouvait 62 650. Ainsi les différences s'élevaient à plus du dixième de la longueur à mesurer. L'Académie des sciences de Paris, comprenant l'importance que présentait cette détermination, au double point de vue de la géographie et de la navigation, chargea le célèbre géomètre Picard de la reprendre en y apportant tous les soins nécessaires et, en 1670, ce savant trouva, pour la longueur de l'arc d'un degré, mesurée entre Amiens et Malvoisine, le chiffre de 57 060 toises. Par une singulière coïncidence, ce résultat était presque identique avec celui que Fernel avait obtenu plus de cent ans auparavant. Et pourtant Fernel avait commis une erreur dans l'appréciation des latitudes et de plus, pour évaluer la distance des stations extrêmes, il s'était borné à compter le nombre des tours de roue de sa voiture.

(1) Delgeur : *Revue des Questions scientifiques*, Janvier 1877. Bruxelles.

Digitized by Google

Aplatissement terrestre. — Jusqu'alors il n'était venu à l'esprit de personne que la terre ne fût pas une sphère parfaite. Newton est le premier que des considérations théoriques aient conduit à une notion différente. Dans son immortel livre des *Principes*, dont la première édition date de 1687, ce grand homme, assimilant la terre à une masse fluide homogène, dont toutes les parties s'attirent en raison inverse du carré de la distance, et admettant, comme un *postulatum*, que la figure d'équilibre d'une telle masse doit être celle d'un ellipsoïde de révolution, recherche quel peut être le rapport entre l'axe polaire et l'axe équatorial de cet ellipsoïde. Il conçoit deux colonnes liquides partant du centre et aboutissant, l'une au pôle, l'autre à l'équateur. Tandis que, dans la première, la pesanteur fait seule sentir son action, dans la seconde, l'attraction terrestre est contrebalancée par la force centrifuge que développe le mouvement de rotation et qui, dans cette colonne, est directement opposée à la gravité. Or Newton déduit, de la mesure récente de Picard, que la force centrifuge à l'équateur est égale à $\frac{1}{289}$ de la gravité (1). Partant de là, il calcule que l'aplatissement de l'ellipsoïde, supposé peu différent d'une sphère, est égal à $\frac{5}{4}$ de $\frac{1}{289}$, soit environ $\frac{1}{230}$, c'est-à-dire que l'axe polaire et l'axe équatorial sont entre eux comme 229 est à 230.

Si la théorie seule avait conduit Newton à cette découverte, il faut reconnaître que la probabilité d'un aplatissement polaire lui était indiquée par les expériences de Richer sur la longueur du pendule. En effet, en 1672, ce savant avait constaté, dans un voyage à Cayenne, qu'un pendule à secondes, apporté de Paris dans les régions équatoriales, devait être raccourci pour continuer à battre la seconde. Ce fait avait d'ailleurs été confirmé, en 1682, par des constatations analogues faites à Gorée et à la Guadeloupe. Aussi Newton s'appuya-t-il sur les résultats de ces expériences pour faire ressortir l'accord qui existait, en gros, entre l'observation et les chiffres calculés par lui pour représenter le poids d'un même corps à diverses latitudes.

Presque en même temps que Newton, Huygens arrivait, par une voie différente, à la même conclusion. Dans son *Discours de la cause de la pesanteur*, publié en 1690, Huygens, rappelant l'observation de Richer, n'hésite pas à voir, dans le raccourcissement du pendule, un effet de la rotation terrestre. Examinant alors la figure que doit prendre, sous l'empire d'une telle rotation, une masse fluide homogène, il établit que sa surface doit être, en chaque point, perpendiculaire à la direction du fil à plomb. De même que Newton, il recherche les conditions d'équilibre d'une colonne polaire et d'une colonne équatoriale; mais, encore rebelle au principe de l'attraction de molécule à molécule, il suppose chaque point sollicité par une force constante, émanant du centre de la terre et se trouve ainsi conduit à un aplatissement de $\frac{1}{578}$. Comme l'a remarqué Laplace (2), la

(1) Ce chiffre est celui de la 2e édition des *Principes*, publiée en 1713. La première portait $\frac{1}{250}$.

(2) *Mécanique céleste*, livre onzième.

Digitized by Google

conception d'Huygens revient à supposer que la densité terrestre, nulle à la surface, devient infiniment grande au centre. Elle doit donc donner une des limites extrêmes de l'aplatissement, tandis que la théorie de Newton, basée sur une densité constante, donne l'autre limite; et en effet nous verrons que le nombre admis aujourd'hui est intermédiaire entre $\frac{1}{230}$ et $\frac{1}{578}$, quoique beaucoup plus voisin du chiffre de Newton que de l'autre.

En principe, l'induction de Newton et d'Huygens devait être facile à vérifier. En effet, si la terre est renflée à l'équateur et aplatie aux pôles, ses méridiens sont, non plus des cercles, mais des ellipses, dont le rayon de courbure est d'autant plus grand qu'on se rapproche davantage d'un pôle. Donc les normales aux ellipses méridiennes, c'est-à-dire les verticales, menées par les extrémités d'un arc de longueur donnée, font entre elles un angle d'autant plus petit que l'arc est plus voisin du pôle; ou inversement, la longueur d'un arc ayant une amplitude angulaire d'un degré doit aller sans cesse en diminuant du pôle à l'équateur. Newton avait du reste, dans la seconde édition de ses *Principes*, calculé d'avance cette diminution en indiquant, pour les valeurs respectives d'un arc d'un degré à l'équateur, à la latitude de 45° et au pôle, les chiffres de 56 909, 57 283 et 57 657 toises, destinés à devenir dans la 3e édition (1726), 56 637, 57 010 et 57 382.

Toutefois, une nouvelle mesure d'arc, d'une amplitude encore inusitée, ayant été exécutée, de 1680 à 1718, à travers toute la France, de Dunkerque à Collioure, sous la direction des Cassini, on trouva un résultat diamétralement opposé. Dès 1716, D. Cassini se croyait autorisé à conclure que la terre était un ellipsoïde *renflé aux pôles* et que la valeur de ce renflement n'était pas inférieure à $\frac{1}{11}$. Il est vrai qu'en 1718, après l'achèvement des calculs, ce chiffre se réduisait à à $\frac{1}{95}$ (1). A partir de ce moment, les savants se partagèrent en deux camps, les *cassiniens*, parmi lesquels Mairan, tenant pour le renflement polaire et les *newtoniens*, qui n'avaient pas de peine à démontrer qu'aucune conception sur l'attraction, ni celle de Newton, ni celle d'Huygens, ne pouvait se concilier avec un pareil résultat.

L'Académie des sciences de Paris, appréciant toute l'importance de la question, prit alors l'initiative d'une entreprise destinée à trancher définitivement la difficulté. Comprenant qu'il n'y avait aucune conséquence légitime à tirer d'une comparaison entre des mesures d'arcs exécutées dans le voisinage les unes des autres et, de plus, sous des latitudes moyennes, elle résolut d'organiser simultanément deux expéditions ayant pour but la mesure d'un arc d'un degré, l'une près du pôle, l'autre près de l'équateur. Dans ce but trois académiciens, Bouguer, La Condamine et Godin partirent, en mai 1735, pour le Pérou, tandis qu'en avril 1736, Maupertuis, Clairaut, Camus et Le Monnier se dirigeaient vers la Laponie, où devaient les seconder l'abbé Outhier et Celsius. Deux exemplaires en fer de

(1) *De la Grandeur et de la Figure de la terre*, Paris, 1718.

Digitized by Google

la toise de Paris, fabriqués par le même artiste dans des conditions identiques, avaient été partagés entre les deux expéditions et devaient demeurer célèbres sous les noms de *toise du Nord* et *de toise du Pérou*. L'opération du nord fut terminée la première et, dès 1740, Maupertuis faisait connaître, pour la longueur de l'arc d'un degré en Laponie, le chiffre de 57 437,9 toises, dont la comparaison avec les résultats obtenus en France suffisait pleinement pour donner gain de cause aux adversaires des Cassini. Cinq ans après, en 1745, La Condamine confirmait cette victoire en annonçant, comme résultat de l'expédition du Pérou, le chiffre de 56,753 toises. Ainsi la différence entre les deux régions était de 684,9 toises. A la vérité, une discussion ultérieure de ces mesures a fait réduire cette différence à 477t,58. Quoi qu'il en soit, le fait de l'aplatissement polaire était désormais démontré d'une façon qui ne laissait prise à aucun doute.

Mais cet aplatissement est-il susceptible d'une évaluation définitive et suffit-il, pour y arriver, d'imprimer à deux mesures comme celles du Pérou et de la Laponie toute la précision désirable? Il semble au premier abord que la réponse doive être affirmative, car dans l'hypothèse où le globe est un ellipsoïde de révolution, engendré par la rotation d'une ellipse méridienne autour de l'axe des pôles, il n'y a qu'une seule ellipse qui puisse admettre simultanément, aux latitudes correspondantes, deux arcs tels que celui du Pérou et de la Laponie. D'une part, les courbures relatives de ces deux arcs donnent la courbure de l'ellipse qui les contient tous deux, c'est-à-dire permettent de déterminer le rapport du grand axe au petit axe. D'autre part, la forme propre de l'ellipse étant ainsi déterminée, sa véritable grandeur se déduit de celle de l'un quelconque des arcs élémentaires qui ont servi à l'établir. De plus toutes les ellipses méridiennes étant supposées identiques, il est inutile que les deux arcs élémentaires appartiennent au même méridien et c'est ainsi que l'un d'eux peut être pris sur le méridien de la Scandinavie et l'autre sur celui des Andes. Si a et b désignent les deux demi-axes de l'ellipse méridienne, le rapport $\frac{a-b}{a}$ exprimera son aplatissement.

Valeurs diverses de l'aplatissement. Système métrique. — Malheureusement l'expérience prouve que les chiffres obtenus diffèrent suivant les éléments que l'on compare. De nombreuses mesures d'arcs ont été effectuées depuis celles dont il vient d'être question et il s'en faut de beaucoup qu'elles aient donné des résultats identiques. Ainsi le degré du Pérou, combiné avec la valeur moyenne du degré en France et en Espagne, donne un aplatissement de $\frac{1}{307,774}$. La même valeur moyenne, combinée avec le degré de la Laponie, donnerait $\frac{1}{319,604}$. Les deux ellipses méridiennes ainsi obtenues différeraient donc quant à leur forme et aussi, nécessairement, quant à leur dimension. Lorsque, en 1799, on voulut donner au nouveau système de mesures une base puisée dans la figure même du globe terrestre, il fallut faire un choix entre les valeurs, obtenues par divers procédés. Delambre et Méchain, en combinant les mesures déjà effectuées avec

Digitized by Google

celles auxquelles il s'étaient livrés pour l'établissement de la grande méridienne de Dunkerque à Barcelone, furent conduits à adopter, pour l'aplatissement, le nombre $\frac{1}{334}$. La combinaison de cette valeur avec la dimension des arcs élémentaires assignait à l'ellipse méridienne une longueur de 20 522 960 toises. On en prit la quarante-millionième partie et cette fraction, matériellement exprimée par l'étalon en platine, dont les Archives Nationales reçurent le dépôt, devint le *mètre*.

Ainsi le mètre ne représente la dix-millionième partie du quart du méridien terrestre que si, d'un part, l'ellipse méridienne a la forme définie par un aplatissement de $\frac{1}{334}$ et si, d'autre part, l'ensemble des mesures donne bien réellement à cette ellipse la longueur indiquée. S'il en était autrement, le mètre des Archives, malgré les intentions qui ont présidé à son établissement, ne serait qu'une barre de platine égale à $0^{\text{toise}},513074$ ou trois pieds, onze lignes, deux-cent-quatre-vingt-seize millièmes de ligne.

Or, postérieurement à l'institution du système métrique, l'astronome Bessel, en réunissant les chiffres fournis par les dix mesures d'arcs qui lui paraissaient mériter le plus de confiance, portait l'aplatissement à $\frac{1}{299}$. Dans ce cas, le mètre-étalon demeurant ce qu'il était, le quart de l'ellipse méridienne en contenait, non plus 10 000 000, mais 10 000 856. Depuis plusieurs années, le Bureau des Longitudes a admis un aplatissement de $\frac{1}{294}$ et tout récemment, en faisant entrer en ligne de compte un ensemble considérable de mesures, dont quelques-unes portaient sur des arcs d'une amplitude énorme, M. Al. Clarke s'est arrêté à $\frac{1}{293.5 \pm 1.1}$ (1) ; en admettant cette valeur, le quart du méridien aurait 10 001 965 mètres, avec une erreur, en plus ou en moins, de 84 mètres.

A l'aide de ces données on établit les nombres suivants :

Rayon équatorial	6.378.284m
« polaire	6.356.607
Différence	21.677

On voit que plus les mesures d'arcs se sont multipliées, embrassant toutes les latitudes et en même temps toutes les contrées de l'hémisphère boréal, plus l'accord s'est établi autour du chiffre de $\frac{1}{294}$. On peut donc le considérer comme représentant bien la valeur moyenne de l'aplatissement et il est dès lors suffisamment démontré que, pris dans son ensemble, le globe terrestre a la figure d'un ellipsoïde de révolution. Mais si l'on réfléchit que certaines mesures, considérées isolément, auraient donné le chiffre de $\frac{1}{250}$ et que, en raison de la précision actuelle des instruments et des méthodes, de tels écarts ne peuvent pas être mis au compte des erreurs d'observation, il paraîtra légitime d'en conclure, comme l'a fait depuis longtemps Laplace, qu'il n'existe pas, à proprement parler, d'ellipse méridienne et que chacune des lignes qui, à la surface de la terre, réunissent les points de même longitude, possède sa courbure et sa forme propres. Toutefois,

(1) Faye : *Astronomie nautique*, 43 ; *Comptes rendus*. XC, 1185.

Digitized by Google

avant de développer cette conséquence, disons quelques mots d'un autre mode de détermination qui a été employé avec succès.

Détermination de la figure terrestre à l'aide des oscillations du pendule. — La durée des oscillations d'un pendule de longueur déterminée dépend à la fois de l'intensité de l'attraction terrestre et de celle de la force centrifuge, dont la composante verticale vient affaiblir l'action de la gravité.

L'intensité de l'attraction, sur un globe présentant une distribution régulière des matières dans son intérieur, ne peut varier, d'un point à un autre de la surface, que si ces divers points ne sont pas à la même distance du centre d'attraction. Quant à la force centrifuge développée par le mouvement de rotation, elle varie en raison du cercle que décrit chaque point considéré dans sa rotation diurne et le rayon de ce cercle dépend à la fois de la latitude du point et de sa distance au centre du sphéroïde.

Il suit de là que, pour connaître exactement, en chaque lieu, la valeur réelle de la force centrifuge, il faudrait avoir déjà déterminé la distance de ce lieu au centre. Toutefois, l'intensité de cette force est une si petite fraction de celle de la pesanteur qu'on ne commet pas d'erreur appréciable en la calculant, pour chaque point, comme si la terre était exactement sphérique. C'est ainsi qu'on peut établir qu'à l'équateur, la pesanteur est représentée par $9^m,7801$ tandis que la force centrifuge, qui atteint là son maximum, et dont la direction se confond avec celle de sa composante verticale, a pour valeur $0^m,0338$; ce qui veut dire que, sous l'action de la pesanteur seule, un corps placé à l'équateur aurait acquis après la première seconde de sa chute, une vitesse de $9^m,7801$; tandis que, si la force centrifuge agissait seule, le même corps atteindrait dans le même temps une vitesse de $0^m,0338$ suivant le prolongement du rayon terrestre. Le rapport de ces deux chiffres est d'ailleurs celui de 1 à 289, déjà établi par Newton et Huygens.

Or, si l'on fait le calcul de la composante verticale de la force centrifuge pour divers points du globe et que l'on compare entre elles les durées des oscillations d'un même pendule transporté aux points en question, on constate sans peine que la diminution de la pesanteur est sensiblement plus forte, du pôle à l'équateur, que celle qui devrait résulter de la seule action de la force centrifuge. On peut alors en déduire la part qui revient aux variations propres à la pesanteur et conclure de là les valeurs correspondantes du rayon terrestre, d'où résulte l'aplatissement.

Mais pour cela il est nécessaire de posséder une formule exprimant la relation qui existe entre les intensités de la pesanteur sur deux points donnés du globe et les distances comparées de ces points au centre de la terre. L'établissement de cette formule est l'œuvre du savant géomètre Clairaut, qui l'a fait connaître en 1743 (1). Clairaut a recherché ce que devait être l'attraction sur un globe constitué

(1) *Théorie de la Figure de la terre;* voir Todhunter, *History of the theories of attraction*, etc., London, 1873, I, 189.

Digitized by Google

par des couches elliptiques successives, dont la densité croîtrait suivant une loi arbitraire de la surface au centre. Il a d'abord démontré le *postulatum* de Newton, en établissant par le calcul que l'ellipsoïde de révolution est réellement une figure d'équilibre pour un fluide animé d'un mouvement de rotation. Ensuite il a fait voir que la diminution de la gravité du pôle à l'équateur devait varier comme le carré du cosinus de la latitude. Enfin Clairaut a posé des équations propres à conduire directement à la connaissance de l'aplatissement. Si l'on applique ces formules aux observations du pendule exécutées sous toutes les latitudes, on trouve en général des nombres assez concordants. Ainsi Freycinet a obtenu $\frac{1}{286,2}$ Sabine $\frac{1}{288,4}$ et Foster $\frac{1}{289,5}$. Plus récemment, en discutant les résultats de plusieurs séries d'observations, M. Guiot est arrivé au chiffre de $\frac{1}{288}$, tandis que M. Paucker admettait $\frac{1}{288,55}$. Enfin l'*Annuaire du bureau des longitudes* pour 1881 donne $\frac{1}{292,2\pm1,5}$.

Ainsi l'accord est beaucoup plus grand que pour les mesures d'arcs, ce qui n'est pas surprenant, les termes qui contiennent la valeur du rayon, dans la formule de Clairaut, étant moindres que dans celles qui servent à interpréter les résultats géodésiques. Néanmoins il se produit encore parfois des écarts très appréciables. Ainsi Biot a remarqué que, si l'on tient compte seulement des observations faites entre l'équateur et 45° de latitude boréale, on obtient un aplatissement de $\frac{1}{276,38}$, tandis que les données recueillies entre cette latitude et le pôle conduiraient à $\frac{1}{306,33}$. En outre, des perturbations spéciales s'observent parfois le long d'un même parallèle. Par exemple, la longueur du pendule à secondes étant, à Bordeaux, de $0^m,9934653$ elle atteint à Padoue $0^m,993576209$ et ces deux chiffres sont aussi éloignés l'un que l'autre de la moyenne propre au 45e parallèle, qui est $0^m,993520351$.

En faisant, pour le moment du moins, abstraction de ces irrégularités, on voit que la valeur moyenne de l'aplatissement, conclue de l'observation du pendule, est extrêmement rapprochée de celle à laquelle on a été conduit par les dernières opérations géodésiques. La forme générale de l'ellipsoïde terrestre peut donc être considérée comme bien connue. Convient-il maintenant de pousser plus loin l'approximation et faut-il demander à de nouvelles mesures la confirmation ou la correction des chiffres déjà obtenus? Pour résoudre cette question, il importe d'analyser avec quelque rigueur les termes du problème que soulève la détermination de la figure du globe. Mais auparavant, il ne sera pas hors de propos d'insister, plus que nous ne l'avons fait encore, sur la véritable signification de cette figure.

Signification de l'aplatissement; ses conséquences relativement à l'état primitif du globe. — L'idée que le globe terrestre doit avoir une figure régulière et susceptible d'une définition précise s'offre tout naturellement à l'esprit en raison de ce que nous apprend l'examen du soleil et des planètes. A la distance où nous sommes de ces astres, les inégalités de leur surface cessent d'être perceptibles et rien n'altère en eux la régularité d'un contour sphéroïdal, dont nos instru-

Digitized by Google

ments de mesure permettent d'évaluer les éléments. Il est donc tout simple d'imaginer que, vue de l'un quelconque d'entre eux, la terre se comporterait de même et de là dérive la légitimité des efforts tentés en vue de déterminer la figure d'ensemble du sphéroïde terrestre.

Pour que cette induction ne fût pas justifiée, il faudrait que les inégalités de la surface du globe eussent une valeur relative considérable. Or il n'en est rien et on sait aujourd'hui que les plus hautes cimes ne dépassent le niveau des mers que d'une fraction inférieure à la sept-centième partie du rayon moyen. De telles sommités sont d'ailleurs tout à fait exceptionnelles et l'ensemble de la surface des continents offre une altitude, assez uniformément répartie, qui n'atteint pas *un dix-millième* du rayon.

S'il en était autrement, le principe même des mesures géodésiques en rendrait le résultat tout à fait illusoire. En effet, lorsqu'on procède à la détermination de la longueur d'un arc, la ligne à laquelle s'applique cette évaluation n'est pas l'intersection du plan méridien avec la surface, plus ou moins capricieuse, d'un sol hérissé d'inégalités de détail. C'est *la projection de cette ligne sur le niveau moyen de l'océan*, supposé partout prolongé à l'intérieur des continents. Mais ce niveau moyen n'est autre chose que la surface d'équilibre d'une masse fluide et en considérant que l'océan couvre les trois quarts du globe, avec une profondeur moyenne qui dépasse sept fois l'altitude générale de la terre ferme, on reconnaîtra qu'une telle masse, tournant autour de l'axe des pôles, doit prendre la figure d'équilibre qui convient à un grand ensemble fluide et homogène. Cette figure est celle d'un ellipsoïde de révolution aplati aux pôles et dès lors l'aplatissement, rapporté à la surface des mers, ne prouve rien *par lui-même* en ce qui concerne la figure de l'écorce solide du globe.

Mais il acquiert une tout autre signification quand on fait entrer en ligne de compte la concordance presque absolue que nous avons signalée entre la surface des mers et celle des continents. Si ces deux surfaces différaient notablement, non seulement le relief du sol émergé serait parfois considérable, mais, la masse liquide devant tendre à se concentrer vers l'équateur, c'est là que les inégalités de la surface auraient leur moindre valeur, tandis qu'elles atteindraient leur maximum aux pôles. Or il n'en est rien et tandis que le pôle nord est occupé par une mer, c'est précisément dans la région équatoriale que s'observent quelques-unes des plus hautes montagnes du globe, telles que celles des Andes. On peut donc dire que l'aplatissement constaté appartient au globe tout entier et non plus seulement à la surface océanique. Dès lors la partie solide de notre planète doit être regardée comme en possession de la figure d'équilibre qui conviendrait à une masse liquide, conséquence de la plus haute importance par l'argument qu'elle fournit en faveur de la fluidité primitive du globe.

En vain allèguerait-on que si, dans l'origine, il y avait eu un désaccord sensible entre la forme de l'écorce et celle de l'océan, le jeu naturel des vagues et des agents atmosphériques eût constamment tendu à atténuer ce désaccord, en

Digitized by Google

désagrégeant les éléments solides pour les contraindre peu à peu à participer au mouvement centrifuge de la masse océanique. En supposant que la partie solide du globe fût d'abord dissymétrique et plus renflée, par exemple, à un pôle qu'à l'autre, la conséquence mécanique eût été le transport en masse de l'océan vers le second pôle et le premier se serait ainsi trouvé soustrait, pour la plus grande part, à l'action des vagues. Un allongement dans le sens des deux pôles à la fois eût écarté la mer de l'un et de l'autre, en la concentrant autour de la zone équatoriale. Or les pôles étant celles des régions terrestres où l'œuvre des érosions atmosphériques atteint son minimum d'intensité, toute dissymétrie de ce genre aurait eu de grandes chances de se maintenir indéfiniment à travers les âges. Pour que la mer ait été en mesure de façonner partout les continents, il faut que, dès le début, elle se soit étendue à peu près uniformément sur toute la surface de la planète, ce qui suppose qu'elle a toujours eu le même centre de gravité que le globe solide. Invoquer son intervention pour régulariser à la longue un état de choses absolument différent serait donc faire une pétition de principe.

Laplace a calculé (1) ce que devait être la figure du globe dans l'hypothèse de sa fluidité primitive. Après avoir établi que, pour un corps homogène, animé d'une rotation uniforme déterminée, il n'y a que deux figures elliptiques qui satisfassent à l'équilibre et que la moins aplatie des deux a un aplatissement de $\frac{1}{230}$, il a recherché la forme que devait prendre un corps tout entier fluide et de même densité que le globe, en supposant qu'il n'y eût point d'attractions étrangères. Cette forme ne peut être qu'un ellipsoïde très voisin d'une sphère, où les densités vont en croissant du centre à la surface, et dont l'aplatissement est compris entre $\frac{5}{4}$ et $\frac{1}{2}$ du rapport de la force centrifuge à la pesanteur sous l'équateur, c'est-à-dire entre $\frac{1}{231}$ et $\frac{1}{578}$. La seconde limite répond au cas où toute la masse serait concentrée au centre, tandis que la première s'applique à une homogénéité complète. Ce que nous savons de la densité moyenne du globe fait prévoir que le chiffre réel doit être plus voisin de $\frac{1}{231}$ que de l'autre valeur.

Par conséquent, le calcul est d'accord avec l'observation pour reconnaître au globe une figure très peu différente de celle que la rotation diurne eût imprimée à une masse de même densité moyenne, dont les particules auraient été douées d'une mobilité suffisante. A l'appui de cette conclusion, on peut encore faire observer que les planètes Jupiter et Saturne, dont la densité est beaucoup moindre que celle de la terre ont, à la fois, un mouvement de rotation plus rapide et un aplatissement bien plus marqué. Le rapprochement de ces deux ordres de faits autorise donc à établir entre eux une relation de cause à effet, relation qui n'est admissible que dans l'hypothèse d'un état, antérieur ou actuel, de fluidité.

En résumé, la recherche de l'aplatissement moyen du globe terrestre, soit par des mesures géodésiques, soit par l'observation du pendule, offre un intérêt qu'on

(1) *Mécanique céleste*, livre III.

Digitized by Google

ne saurait méconnaître. Toutefois nous croyons que, dans la poursuite de cette valeur moyenne, il serait illusoire de vouloir dépasser l'approximation déjà obtenue et que, si de nouvelles mesures d'arcs doivent être entreprises, il conviendrait de leur assigner un tout autre but que l'addition d'un chiffre décimal au dénominateur de la fraction qui exprime l'aplatissement. Cette assertion sera facile à justifier si nous jetons un coup d'œil sur les conditions dans lesquelles de semblables mesures sont effectuées.

Incertitude des éléments qui servent de bases aux mesures. — Toute mesure d'arc comporte la connaissance exacte des latitudes aux deux extrémités : car c'est par la comparaison de la longueur absolue de l'arc avec le nombre de degrés exprimant la différence des latitudes que s'apprécie la courbure de cette portion de l'ellipse. D'autre part, la détermination des latitudes consiste dans la mesure de l'angle que fait, en chaque lieu, la verticale avec une parallèle à l'axe des pôles.

De plus, toutes les mesures de longueur devant être réduites à l'horizon, cette réduction exige qu'on soit absolument fixé sur la direction de la surface d'horizon qui, en chaque point, est perpendiculaire à la verticale. On peut donc dire que la *direction de la verticale* est l'élément fixe sur lequel toute mesure géodésique est fondée.

Or cette direction résulte de l'équilibre qui s'établit entre la pesanteur et la composante horizontale de la force centrifuge. Un fil à plomb librement suspendu ne prend donc pas exactement la position que la gravité seule devrait lui imposer ; il en est dévié en vertu de la force centrifuge, qui varie elle-même avec la distance du point considéré à l'axe de rotation, c'est-à-dire avec un élément dépendant de la figure qu'il s'agit de mesurer. Mais en admettant que l'incertitude qui pèse sur la longueur du rayon n'entraîne pour ce terme qu'une erreur négligeable, il n'en est pas de même de la pesanteur, dont la direction est presque toujours impossible à déterminer en toute rigueur.

En effet, d'une part, sur un globe de forme ellipsoïdale, la pesanteur n'est pas dirigée vers le centre et, d'autre part, la direction qu'elle prendrait, si le globe était formé de couches elliptiques homogènes, n'est pas celle qu'on observe, partout où l'on se trouve dans le voisinage d'un massif de haut relief ou composé de roches particulièrement lourdes. On sait depuis longtemps qu'un tel massif agit, pour son compte, sur les corps pesants librement suspendus, concurremment avec l'attraction totale du globe, de telle sorte qu'il en résulte, dans la direction de la verticale, une déviation capable de s'élever à plusieurs secondes. La verticale est attirée vers le massif ; naturellement elle entraîne avec elle la surface d'horizon, en sorte que, partout où il existe une chaîne de montagnes, par exemple, la surface des mers prolongée peut présenter une ondulation qui la relève vers la chaîne en l'écartant de sa figure moyenne d'équilibre.

Si cette influence peut être prévue et même, jusqu'à un certain point, évaluée quand on se trouve en présence d'une montagne isolée, dont le relief et la com-

Digitized by Google

position interne seraient connus, il n'en est pas ainsi là où une plaine unie, si ce n'est l'océan lui-même, masque aux regards un sous-sol capable de cacher, dans ses profondeurs, une distribution très inégale des masses attirantes. Alors rien n'avertit de la déviation que peut subir la verticale sous l'influence d'un massif de roches très denses, situé dans la profondeur et, pour la soupçonner, il faut avoir été mis en garde par l'observation du pendule, dont les oscillations se ressentent aussi d'une telle distribution. Si les deux causes viennent à se combiner, il en résulte des phénomènes comme celui qui a été constaté au voisinage de la chaîne des Alpes, où la déviation est beaucoup plus forte près du versant oriental que près du versant occidental. Il est donc permis de dire qu'en aucun point du globe la direction de la verticale et, par suite, celle de l'horizon, ne peuvent être précisées au delà d'un certain degré d'approximation. Dès lors, les mesures relatives à la figure de la terre sont entachées, en principe, d'une erreur inévitable et, la plupart du temps, impossible à prévoir.

Cette conclusion est d'autant plus légitime que, selon M. Faye (1), la distribution de la pesanteur à la surface du globe est très souvent inverse de ce que la configuration extérieure du sol pourrait faire présumer. Déjà Bouguer et La Condamine avaient constaté, au Pérou, que le voisinage d'une haute montagne était loin de produire la déviation qu'on en pouvait attendre. De même, d'après les mesures anglaises, l'Himalaya, dont la masse, calculée en raison de son volume, devrait suffire pour élever, dans son voisinage, la surface de l'océan de 200 mètres, paraît sans action sensible sur la verticale. Au contraire, presque toutes les observations faites à l'aide du pendule ont indiqué un excès de pesanteur au-dessus des mers, c'est-à-dire loin de toute saillie à l'influence de laquelle on puisse attribuer un tel phénomène.

Ce n'est pas tout, d'ailleurs. L'écorce du globe est loin d'être absolument fixe. En dehors des secousses violentes auxquelles l'exposent les phénomènes volcaniques, elle subit, en de nombreuses régions, des oscillations lentes qui changent peu à peu, et d'une manière très appréciable, le niveau relatif des terres et des mers. De là une nouvelle cause d'incertitude qui s'ajoute à la précédente. De plus, il est possible que la distribution des matières à l'intérieur du sphéroïde terrestre, dans la partie demeurée en fusion, soit sujette à des variations capables d'influer sur la direction et l'intensité de la pesanteur. C'est peut-être à cet ensemble de causes qu'il convient d'attribuer les oscillations que subit la verticale en un même lieu du globe, ainsi que l'a constaté M. Antoine d'Abbadie (2). A l'aide de recherches délicates, poursuivies pendant plusieurs années, ce savant s'est assuré qu'en un lieu donné la position de la verticale peut quelquefois varier de 2″,4 en six heures. Le même fait a été observé à l'île Campbell par M. Bouquet de la Grye. Enfin des observations astronomiques très précises ont établi qu'en un même lieu, la détermination de la latitude ne donnait pas toujours des

(1) *Comptes rendus*, XC, 1885.
(2) *Association française*, 1873, 159. — *Annales de la Société scientifique de Bruxelles*, 1881, 37.

Digitized by Google

résultats identiques, comme si la position de l'axe des pôles était sujette à de légères vicissitudes. Pour toutes ces raisons, il ne nous semble pas excessif de supposer que, au moins dans certains cas, les erreurs imputables à la seule imperfection des mesures, dans la détermination de la figure du globe, deviennent du même ordre que l'incertitude qui pèse sur la constance de l'élément à mesurer. Aussi est-ce bien le lieu de répéter ici la plainte qu'arrachait à Boscovich, en 1755, l'impossibilité d'obtenir des résultats concordants avec les diverses mesures d'arcs : « Quocumque te vertas, nihil certum, sibi constans, et regulare occurrit (1). »

Il résulte de ces considérations qu'il y aurait vraiment peu d'utilité à poursuivre des mesures géodésiques si l'on n'avait en vue qu'une connaissance plus exacte de la figure *moyenne* du sphéroïde terrestre. Mais la question change de face si, au lieu de chercher un résultat d'ensemble, on s'applique à préciser les différences de courbure que peuvent offrir les diverses ellipses méridiennes ou, mieux encore, les grandes lignes orographiques du globe.

Signification géologique des écarts observés. — En effet la forme actuelle de la terre est le résultat des changements apportés, par le double jeu de la dynamique interne et de la dynamique externe, dans la figure d'équilibre que notre sphéroïde avait revêtue lorsque la croûte solide a commencé à s'y former. Cette croûte, unie et régulière au début, n'a pas tardé à voir se dessiner, à sa surface, des lignes de moindre résistance, suivant lesquelles elle s'est plissée ou fracturée et ainsi sont nées, d'un côté des zones d'affaissement, de l'autre des zones de soulèvement, au moins relatif, dont la direction, généralement indépendante de celle des méridiens, n'a pu manquer de modifier sensiblement la courbure de l'ellipsoïde primitif. Pour apprécier cette influence, il suffit de se souvenir qu'entre les plus hautes cimes du globe et les plus grandes profondeurs des mers, la différence d'altitude atteint 17 kilomètres, quantité tout à fait comparable à la différence du rayon polaire et du rayon équatorial, qui est de moins de 22 kilomètres. Ces mouvements ont d'ailleurs eu leur contre-coup dans la distribution des matières à l'intérieur et, de cette façon, non seulement la surface de l'ellipsoïde, mais la constitution de ses couches externes, ont été profondément altérées.

Tel est le secret des irrégularités apparentes qui se sont si souvent produites dans les mesures géodésiques et les observations du pendule. Loin qu'il faille les écarter comme des anomalies ou les noyer au milieu d'un grand nombre de résultats moins extrêmes, il faut, au contraire, les dégager de tout ce qui n'est pas concordant avec elles, afin d'en déduire, si c'est possible, la loi qui a présidé aux altérations successives de la figure terrestre.

N'est-ce pas un résultat d'une importance géologique considérable, que cette constatation des irrégularités qui affectent toutes les mesures prises, dans l'Eu-

(1) *De Figura telluris* in Todhunter, *History of the theories of attraction*, I, 318.

Digitized by Google

rope occidentale, au voisinage du 45e parallèle? On a remarqué depuis longtemps que, le long du grand arc de méridienne allant de Greenwich à Formentera, les décroissements des arcs élémentaires n'obéissent à aucune loi, bien que le caractère moyen de leur latitude soit éminemment propre à mettre en évidence une progression régulière. De plus, ils offrent une anomalie énorme vers le 46e degré de latitude. Il en est de même de la mesure des arcs de parallèle entre Bordeaux et Fiume et, sur cette ligne, l'observation du pendule révèle aussi des écarts considérables. Aussi Biot a-t-il pu dire depuis longtemps (1). « Il existe sur le 45e parallèle une cause physique très étendue, qui y rend l'intensité de la pesanteur comparativement plus forte à l'orient des Alpes qu'à l'occident. »

Nous avons dit aussi que les observations du pendule, faites, dans l'hémisphère boréal, entre 45° et le pôle, donnaient un résultat différent de celles qui s'étendent entre 45° et l'équateur; ce qui prouve que la distribution des masses attirantes n'est pas uniforme dans cet hémisphère.

Ces faits et bien d'autres analogues, qu'il serait possible de citer, montrent que les mesures géodésiques ou l'étude des oscillations pendulaires peuvent apporter à la géologie un précieux secours en l'aidant à connaître, non plus seulement la figure générale, mais les *déformations* du sphéroïde terrestre. Seulement, pour que de telles mesures portent tous leurs fruits, il est préférable qu'elles soient dirigées, non suivant des arcs de méridiens ou de parallèles, mais suivant les grandes lignes de dislocation du globe. De plus, les conclusions de ces études s'appliquent, par la force des choses, non seulement à la figure de la surface, mais encore à la constitution intime de l'écorce. A ce titre, leur signification dépasse la portée du sujet que nous traitons en ce moment. Contentons-nous donc de l'avoir indiquée et d'avoir ainsi trouvé l'occasion de montrer à quel point la géologie peut être intéressée à des questions qui, de prime abord, paraissent être tout à fait en dehors de son domaine.

§ 3

DENSITÉ DU GLOBE

La densité moyenne du globe est le rapport de sa masse à son volume. Ce dernier élément étant connu, on peut déterminer l'autre en comparant l'action attractive de la terre à celle d'un corps de masse définie. Il existe pour cela trois méthodes.

Mesure de la densité du globe par la déviation de la verticale. — La première consiste à mesurer la déviation que subit le fil à plomb dans le voisinage d'une montagne bien isolée, dont la forme et la composition interne puissent être exactement appréciées. La déviation fait connaître l'action propre de la montagne, action dépendante à la fois de la nature et de la position des éléments qui con-

(1) *Astronomie physique*, II, 483.

Digitized by Google

stituent cette dernière. Il suffit alors d'en comparer la valeur à la pesanteur, c'est-à-dire à l'action totale du globe, pour en déduire la masse de ce globe et par conséquent sa densité.

Cette méthode a été appliquée pour la première fois au Pérou par Bouguer et La Condamine. Malheureusement l'imperfection des instruments et l'irrégularité du climat empêchèrent de donner aux observations une précision suffisante. La déviation fut trouvée beaucoup plus faible qu'on ne s'y attendait et Bouguer se crut autorisé à en conclure que les montagnes volcaniques du Pérou devaient présenter dans leur intérieur d'immenses cavités. Mais, en 1775, le même procédé fut appliqué avec un plein succès en Ecosse, dans le Pertshire, par l'astronome anglais Maskelyne. Ce savant avait choisi le Mont Schehallien, qui lui semblait réunir, par son isolement comme par la simplicité de sa constitution, toutes les conditions désirables. Après que, par l'observation de dix étoiles, Maskelyne eût constaté que la somme des attractions du côté nord et du côté sud de la montagne déviait le fil à plomb de 11",6, le célèbre géologue Hutton fit connaître, en 1778, le résultat des calculs auxquels il s'était livré pour déterminer l'attraction de la montagne, dont la forme extérieure avait été relevée avec le plus grand soin. Considérant le Schehallien comme formé d'une matière homogène, de densité égale à 2, 5. il en déduisit que la densité du globe était égale à $\frac{9}{5}$ de celle de la montagne, soit 4, 5 relativement à l'eau.

En 1811, Playfair reprit les calculs en faisant entrer en ligne de compte la diversité, jusqu'alors négligée, des éléments du Schehallien. En effet, on y observe trois sortes de roches, un quartzite, de densité 2, 6398, un micaschiste avec schiste amphibolique, de densité 2,83255 et un calcaire dont le poids spécifique est 2,76607. Si, pour plus de simplicité, on forme de ces éléments deux groupes, l'un quartzeux, l'autre micacé et calcaire, de densités respectivement égales à 2,639876 et 2,81039, suivant que l'on admet, pour limite commune de ces deux groupes, une surface verticale ou une surface horizontale, on obtient, pour la terre, une densité de 4, 55886 ou de 4, 866997. Mais il est à peine nécessaire d'insister sur le peu de confiance que mérite une telle méthode. La détermination du centre de gravité d'une montagne et celle des proportions relatives de ses éléments constituants sont sujets à trop d'incertitude pour qu'on puisse se flatter d'en tirer un résultat exact. D'ailleurs la déviation même du fil à plomb est si faible que la moindre erreur dans sa mesure peut avoir de graves conséquences.

Méthode des oscillations du pendule. — La seconde méthode est fondée sur l'observation du pendule à diverses altitudes. Si, après avoir réglé un pendule à secondes sur une plaine, on s'élève verticalement à une certaine hauteur, la distance du pendule au centre attractif augmente; la pesanteur diminue donc et il en résulte, dans le mouvement oscillatoire, un ralentissement dont la valeur peut être calculée à l'avance en fonction de l'altitude. Cela posé, si l'on fait cette observation au sommet d'une montagne, cette dernière, agissant pour son compte dans le même sens que l'attraction terrestre, rendra le ralentissement des oscillations

Digitized by Google

moins sensible. A condition de connaître, comme dans le cas précédent, les éléments de l'attraction de la montagne, on pourra, par le calcul, déduire la densité terrestre du retard observé. C'est ainsi qu'en opérant sur le mont Cenis, Carlini a trouvé 4,39, nombre que les corrections de Schmidt ont porté à 4,837.

Au lieu de s'élever verticalement, on peut, au contraire, s'abaisser en observant le pendule au fond d'une mine. L'action exercée par un sphéroïde sur un point situé dans son intérieur ne dépend, comme on sait, que de la portion du sphéroïde comprise entre ce point et le centre. Si donc, après avoir fait osciller un pendule à la surface, on l'observe ensuite dans une mine profonde, la différence entre les résultats constatés devra être attribuée à la couche terrestre intermédiaire entre le fond de la mine et la surface et pourra fournir une équation d'où l'on tirera la densité moyenne. Seulement, dans ce cas, ce n'est plus un ralentissement, c'est une accélération que subiront les oscillations du pendule. En effet, bien que la masse totale qui les détermine ait diminué, on s'est rapproché, en descendant dans la mine, des parties les plus lourdes, c'est-à-dire les plus attirantes. Par ce procédé, appliqué en 1854 au fond d'un puits de 360^{m}, dans le bassin de Newcastle, Airy a trouvé 6,566. Les mêmes expériences, discutées plus tard par M. Haughton, lui ont donné 5,48. Mais M. Folie, en conduisant cette discussion par une autre méthode analytique, a obtenu 6,439.

Comme on le voit, cette méthode exige le calcul de l'action propre des couches externes situées entre la surface et le fond du puits où a lieu l'observation. Or une telle détermination est entachée des mêmes causes d'erreur qui empêchent de définir exactement l'attraction d'une montagne isolée.

Méthode de la balance de torsion. — La troisième méthode est celle de la balance de torsion, dont on trouve la description dans les ouvrages de Physique ou d'Astronomie. Elle consiste à comparer la pesanteur terrestre avec l'attraction que de grosses boules métalliques, disposées en forme de pendule horizontal, exercent sur des boules plus petites de diverses matières. Appliquée en 1797 et en 1798 par Cavendish, cette méthode a donné le chiffre de 5,48, que Schmidt a élevé plus tard à 5,52. En 1843, M. Baily répétait les mêmes expériences et obtenait 5,67, tandis que Reich, après avoir trouvé 5,44 en 1838, obtenait plus tard 5,58. Récemment, MM. Cornu et Baille, ayant repris l'expérience de Cavendish dans des conditions de précision tout à fait spéciales, ont obtenu 5,56. Tous ces résultats présentent un accord frappant et permettent de dire que la densité moyenne de la terre est égale à cinq fois et demie celle de l'eau.

Il est remarquable que ce chiffre de cinq et demi, pour la densité terrestre, ait été deviné par Newton avant toute observation propre à l'établir. On lit en effet, au livre des *Principes* (1) « Verisimile est quod copia materiæ totius Terræ quasi quintuplo vel sextuplo major sit quam si tota ex aquâ constaret. »

La méthode de Cavendish, avec les précautions dont l'application en a été entourée par M. Cornu, est mieux soustraite que toute autre à l'influence des

(1) Proposition X.

Digitized by Google

causes d'erreurs accidentelles ou locales. Non seulement l'expérience peut être répétée avec des sphères de diverses natures, sans cesser pour cela de donner des résultats concordants; mais elle dispense l'observateur de faire aucune hypothèse sur la forme et la constitution de la partie du massif terrestre qui l'avoisine. Elle fournit donc bien un résultat d'ensemble, dont l'exactitude ne peut être affectée que par les causes qui, en chaque lieu, modifient plus ou moins l'intensité de la pesanteur.

Causes d'erreur possibles. — A cet égard il importe de remarquer qu'il en est de la densité du globe comme de son aplatissement. On en peut déterminer la valeur moyenne, mais à la condition de reconnaître que la distribution des densités à l'intérieur du sphéroïde terrestre peut n'être pas la même dans toutes les couches elliptiques successives. Ce sont précisement ces différences qui, combinées avec les variations du rayon, déterminent celles de la gravité et si elles sont assez faibles pour ne pas empêcher l'établissement d'une valeur d'ensemble, elles sont susceptibles, en chaque point, d'une signification géologique sérieuse en nous renseignant sur la composition des parties invisibles de l'écorce.

Déjà, en 1755, le savant jésuite Boscovich avait calculé que, si une sphère, ayant un rayon d'un mille géographique et une densité moyenne égale à celle de la terre, était placée en un point juste au-dessous de la surface, son influence accroîtrait la longueur du pendule de $\frac{1}{8}$ de ligne. De même il évaluait à une ligne l'allongement que le même pendule devrait subir au pôle, si, en ce point, à la profondeur de huit milles géographiques, la densité était double de celle qui prévaut à l'équateur à la même distance de la surface. (Ce résultat a depuis été corrigé par M. Todhunter (1), qui a trouvé que l'allongement devrait être de 1 ligne et demie.) Ce que nous savons de la composition de l'écore terrestre rend des inégalités de ce genre très vraisemblables et ainsi le pendule peut, en chaque point, être soumis, sans qu'il soit possible de le prévoir, à des influences capables d'altérer ses indications.

Conclusions. — Quoi qu'il en soit, il demeure avéré que la densité moyenne du globe terrestre est supérieure à cinq fois et demie celle de l'eau. Comme d'ailleurs l'eau de mer, dont la densité dépasse peu la valeur de 1, forme une notable portion de l'écorce superficielle ; comme en outre presque toutes les roches connues dans la partie accessible de la croûte solide ont un poids spécifique compris entre 2 et 3, la valeur moyenne de 5,5 exige que la densité des matériaux terrestres augmente beaucoup avec la profondeur. Il en résulte cette première conséquence, tout à fait en faveur de la fluidité primitive de notre planète, que les éléments du globe sont superposés par ordre de densités. Mais il n'est pas moins légitime d'en conclure aussi que les métaux doivent jouer un grand rôle dans la constitution du noyau interne. La géologie nous apprend que les roches basiques et lourdes, qui viennent de la profondeur, se distinguent par leur richesse en composés ferreux incomplètement oxydés. Le magnétisme terrestre trouve d'ailleurs

(1) *History of the theories of attraction*, London, 1873, I, 312.

Digitized by Google

une explication rationnelle dans cette conception, qui tend à assigner à l'intérieur du globe une composition analogue à celle des fers météoriques.

Sans doute on a objecté que, sous la seule influence de la compression produite par son propre poids, une substance aussi légère que l'air serait capable d'acquérir, à 75.000 mètres de la surface, une densité égale à celle du platine. Mais nos expériences de laboratoire ne peuvent rien nous apprendre de sérieux sur ce que deviendrait l'état physique d'une pareille colonne de matières solides ou liquides, soumise à une température interne dont les effets tendent précisément à annuler ceux de la compression. Il ne faut pas oublier non plus que le poids des corps est produit par l'attraction qui les sollicite vers le centre de gravité de la terre et qu'au centre même la valeur de cette attraction est nulle, puisque la matière attirante y est réduite à zéro. Enfin la masse des gaz emprisonnés dans les laves que vomissent nos volcans nous enseigne qu'il serait tout à fait imprudent d'assimiler l'intérieur du globe à un bain de métal fondu comme en peuvent contenir les appareils métallurgiques.

Pour toutes ces raisons, il nous semble que la haute valeur de la densité moyenne du globe, comparée à celle de ses éléments superficiels, doit conserver la signification théorique que nous lui avons reconnue. Comme l'aplatissement, elle plaide en faveur de la fluidité originelle de notre terre, qui seule pouvait permettre un arrangement des matières conforme à l'ordre croissant des poids spécifiques.

On a cherché, en supposant la densité moyenne du globe égale à 5,5, de quelle façon le poids spécifique des substances terrestres pouvait varier de la surface au centre. Legendre avait imaginé une loi de répartition assez simple, d'après laquelle la densité serait 2,5 à la surface, 8,5 au milieu du rayon et 11,3 au centre. Une loi différente, à laquelle M. Ed. Roche (1) est parvenu en partant de considérations théoriques, lui a donné, à la surface 2,1, au milieu du rayon 8,5, et au centre 10,6.

D'après cela et malgré l'influence de la compression, la densité de la terre, au voisinage du centre, n'atteindrait pas celle du plomb. Peut-être n'est-il pas téméraire d'en conclure que les gaz doivent jouer un rôle assez important dans la constitution du noyau terrestre, supposé liquide. Ces gaz, à l'état de dissolution dans la masse fondue, auraient, grâce à la haute température de cette masse, une tension considérable, qui contrebalancerait les effets de la compressibilité.

(1) Radau : *Constitution intérieure de la terre*. Paris, 1880.

Digitized by Google

CHAPITRE II

GÉOGRAPHIE GÉNÉRALE

Lorsque, cessant d'envisager le globe terrestre comme une unité astronomique, on cherche à pénétrer plus avant dans la connaissance de ses formes visibles, la première tâche qui vienne s'offrir est la détermination de la part prise à la constitution de sa surface par les trois éléments les plus généraux qu'on y puisse distinguer, l'élément gazeux ou atmosphère, l'élément liquide ou océan, l'élément solide ou terre ferme.

§ 1

DONNÉES RELATIVES A L'ATMOSPHÈRE

Étendue et masse de l'atmosphère. — L'atmosphère ne peut être étudiée directement que jusqu'à 8000 ou 10 000 mètres d'altitude au-dessus du niveau de la mer. A cette hauteur, l'air, très raréfié, ne contient plus assez d'oxygène pour suffire aux besoins de la respiration.

La plus grande incertitude règne encore sur la hauteur qu'il convient d'assigner à l'enveloppe atmosphérique qui nous entoure. Il est vraisemblable qu'elle forme un sphéroïde plus aplati que le globe terrestre, ses molécules ayant dû obéir plus facilement à l'action de la force centrifuge. Si l'on cherche à quelle distance de la surface, dans le plan de l'équateur, la force centrifuge des molécules atmosphériques doit être égale à leur poids, on trouve que cette condition est réalisée à une altitude de plusieurs milliers de kilomètres (42 000 kil., d'après Laplace). Mais il est vraisemblable que l'atmosphère est fort loin d'atteindre cette limite. En cherchant à déduire sa hauteur des observations relatives à la durée du crépuscule tropical, M. Liais a trouvé 380 kilomètres. D'autres auteurs, d'après les bolides, dont l'inflammation est attribuée au passage rapide de ces corps dans notre atmosphère, assignent à cette dernière une épaisseur de 600 à 700 kilomètres. Enfin Biot, en se fondant sur les lois de la raréfaction de l'air, ne lui donnait pas plus de 48 kilomètres.

Du reste, ces incertitudes ont peu d'inconvénient en ce qui concerne la géologie; car tous les phénomènes atmosphériques qui peuvent l'intéresser sont à peu près concentrés dans la zone comprise entre l'océan et le sommet des plus hautes montagnes. D'ailleurs les quatre cinquièmes en poids de la masse de l'atmosphère sont situés au-dessous de 10 000 mètres d'altitude, c'est-à-dire au-dessous de la hauteur qui paraît avoir été atteinte en 1862 dans l'ascension aérostatique de MM. Glaisher et Coxwell.

Digitized by Google

En tout cas, si la hauteur de l'atmosphère est inconnue, sa masse ne fait l'objet d'aucun doute, car elle se déduit de la hauteur barométrique. On peut ainsi affirmer que la masse totale de l'atmosphère n'est que la douze cent millième partie de la masse totale du globe (1). Néanmoins une partie seulement de cette masse si faible suffit pour causer les agitations de l'océan et leur faire produire les effets destructeurs que chacun sait.

§ 2

RÉPARTITION DES CONTINENTS ET DES OCÉANS

Inégalité de cette répartition. — Le trait caractéristique de la surface du globe, c'est l'inégalité dans la répartition de l'élément liquide et de l'élément solide.

En premier lieu, la superficie entière du globe étant de 510 000 000 de kilomètres carrés (plus exactement 510 050 000 d'après la *Fisica del Globo* de Boccardo), 375 000 000 appartiennent à l'océan et 135 000 000 seulement aux continents.

Il y a donc, sur la surface du sphéroïde, 8 parties d'eau pour 3 parties de terre ou, plus exactement, 276 d'eau pour 100 de terre, soit à peu près le rapport de 5^2 à 3^2. Plus communément, exagérant un peu la part de l'océan, on dit qu'il couvre les trois quarts de la surface terrestre.

Cette inégalité de distribution se retrouve, encore plus accentuée, quand on étudie le mode de répartition de la mer et de la terre ferme dans les deux hémisphères.

La terre ferme est concentrée d'une façon marquée dans l'hémisphère boréal, où elle occupe une surface d'autant plus considérable qu'on s'approche davantage du cercle polaire. Ce résultat est rendu encore plus saillant si, dans l'évaluation des surfaces relatives, on détache de l'océan la mer du Nord qui, en dehors d'un chenal étroit et profond, situé le long de la côte scandinave, ne possède guère plus de 80 mètres de profondeur.

Au contraire, dans l'hémisphère austral, la superficie occupée par les continents diminue constamment à partir de l'équateur et la limite moyenne de la terre ferme (abstraction faite du continent antarctique), y est le parallèle de 40°; c'est-à-dire qu'à moitié chemin du pôle et à une latitude égale à celle de Bordeaux, il n'y a plus d'autre continent que les terres australes.

L'Amérique du Sud, qui se prolonge plus loin que les autres continents, n'atteint, au cap Horn, que 56° de latitude S., soit la latitude d'Édimbourg et celle de la côte de Labrador. L'Afrique se termine à 34°51′, c'est-à-dire à 100 kilomètres plus près de l'équateur que ne l'est le détroit de Gibraltar. Enfin la Tasmanie ne dépasse pas 43°30′ de latitude S., soit presque la latitude de Boston et celle du nord du Portugal, tandis que la nouvelle Zélande finit à 47°.

(1) John Herschel : *Meteorology*, 16 — cité par E. Reclus, *La terre*, II, 290.

Digitized by Google

En somme, sur 135 000 000 de kilomètres carrés de superficie continentale, 100 800 000 appartiennent à l'hémisphère boréal et 34 200 000 à l'hémisphère austral. Le rapport de ces deux chiffres est celui de 2,9 à 1, c'est-à-dire à peu près le même que le rapport de la superficie des océans à celle des continents.

Cette disproportion peut être encore accrue, si, faisant abstraction de la ligne des pôles, on adopte une autre base pour la division du globe en hémisphères. En projetant les deux hémisphères sur l'horizon d'un point situé par 52° de Lat. N. et 6° de Long. O. de Greenwich, M. Trelawny Saunders a obtenu un hémisphère continental, où la terre est à la mer dans le rapport de 1 à 1,106 et un hémisphère océanique, où ce rapport devient celui de 1 à 7,988. Dans ce cas, $\frac{1}{20}$ seulement de la terre ferme du premier a ses antipodes dans le second. Le résultat ne change pas d'une manière appréciable si l'on choisit le pôle de l'hémisphère continental dans le Pas-de-Calais ou même dans le voisinage de Berlin. On peut donc dire que Londres, Paris et Berlin définissent la partie centrale du massif de la terre ferme.

Forme des continents. — On a remarqué depuis longtemps à quel point la disposition générale des continents et des mers est symétrique. Ainsi, à partir des régions antarctiques, les eaux envoient vers le nord trois massifs terminés en pointe, savoir l'Océan Atlantique, le Pacifique et l'Océan Indien. Par contre, trois saillies continentales se détachent du nord en finissant en pointe vers le sud : ce sont l'Amérique, l'Europe avec l'Afrique; enfin l'Asie, dont l'Australie peut être considérée comme le prolongement méridional.

Cette forme des continents, en massifs terminés en pointe vers le sud, se retrouve, à peu d'exceptions près, dans toutes les presqu'îles; ainsi le Kamtschatka, la Corée, l'Indo-Chine, l'Hindoustan, l'Arabie, la Floride, la Scandinavie et toutes les péninsules méditerranéennes. Il n'y a guère que le Jutland et l'Écosse qui n'obéissent pas à cette loi.

C'est pourquoi, sans aborder maintenant l'examen des considérations géogéniques propres à rendre compte d'une telle disposition, nous pouvons du moins en tirer une conclusion d'une haute importance, que nous formulerons ainsi qu'il suit : Les masses continentales se comportent, dans l'ensemble, comme si elles étaient groupées autour de trois arêtes saillantes, tendant à se rapprocher de l'axe des pôles à mesure qu'on descend de l'équateur vers les latitudes australes. Les pointes de la Terre-de-Feu, du cap de Bonne-Espérance et de la Tasmanie marquent les endroits où ces arêtes plongent sous les flots de l'Océan, en attendant que, réunies toutes les trois en une commune saillie, elles viennent émerger près du pôle sous la forme du continent antarctique.

La division des continents en trois massifs pourra sembler quelque peu arbitraire à ceux qui, jetant les yeux sur une carte du globe, constateront la liaison, en apparence si intime, de l'Europe avec l'Asie. Mais cette liaison géographique perd de sa signification quand on tient compte de la dépression qui, longeant le pied oriental de l'Oural, unit, en quelque sorte l'océan glacial avec le bassin

Digitized by Google

aralo-caspien, constituant, entre les deux continents, un canal dont l'émersion est sans doute assez récente.

Dépression méditerranéenne. — Cela posé, il est un caractère commun aux trois masses continentales, c'est leur division en deux parties par une zone transversale de dépression qui fait tout le tour du globe. Ainsi, entre les deux Amériques, règne une solution de continuité presque complète, interrompue seulement par l'isthme de Panama. La Méditerranée s'interpose entre l'Europe et l'Afrique et, à peine a-t-on franchi l'isthme de Suez que la Mer Rouge et la Mer des Indes viennent séparer l'Asie, d'une part de l'Afrique, de l'autre, de l'Australie et de la Polynésie

Cette pénétration des eaux par le travers des masses continentales devient encore plus saisissante quand on fait entrer en ligne de compte la dépression aralo-caspienne, qui relie la Mer Noire à la plaine basse du Désert de Gobi, ainsi que les dépressions sahariennes, dépendance étroite de la Méditerranée. Ainsi, d'un bout à l'autre du globe s'étend, dans l'hémisphère nord, au voisinage de l'équateur, une sorte de ceinture maritime qui suggère immédiatement l'idée d'un affaissement transversal, tout à fait indépendant en direction de ceux qui ont pu donner naissance aux trois zones océaniques déjà signalées.

Etendue relative des côtes. — Les divers massifs continentaux sont très inégalement répartis en ce qui concerne l'étendue de leurs côtes maritimes, comparée à leurs surfaces respectives. Si l'on cherche quel est, dans chaque pays, le nombre de kilomètres carrés qui correspond à un kilomètre de côtes, on trouve (1):

Afrique	1420	Amérique du Nord	407
Asie	763	Europe entière	289
Amérique du Sud	689	Grèce et Turquie	83
Australie	534	Péloponèse seul	20

Ainsi l'Europe et spécialement la Grèce offrent sous ce rapport un avantage décisif. La configuration particulièrement dentelée de leurs côtes les destinait donc à une civilisation précoce, tandis que l'Afrique était condamnée à demeurer longtemps en arrière.

Remarquons toutefois qu'un pays peut avoir des côtes très découpées dans le détail et présentant par suite une grande étendue linéaire, sans être pour cela dans des conditions aussi avantageuses qu'un autre dont le littoral, moins déchiqueté en petit, offrirait du moins de profondes échancrures. Ce dernier cas est précisément celui des péninsules méditerranéennes et assure à l'Europe méridionale une supériorité marquée. Or des échancrures de ce genre ne peuvent se produire que de part et d'autre de chaînes montagneuses, seules capables d'envoyer au loin des protubérances dans le domaine maritime. Un littoral bien découpé suppose donc, dans la contrée dont il marque la limite, un relief à la fois accentué et varié; nous verrons plus tard que cette condition est, en général, d'autant

(1) E. Reclus: *Les continents*, 1868.

Digitized by Google

mieux réalisée que l'histoire géologique de la région considérée est plus complexe.

Principaux alignements géographiques. — L'examen des principales directions suivies par les lignes de contour des continents a donné lieu à de nombreuses remarques, souvent ingénieuses, sur la possibilité de représenter ces lignes par des systèmes de grands cercles convenablement choisis sur la sphère.

Mais il importe d'observer qu'une étude de ce genre ne peut être fructueuse qu'à la condition de ne pas s'attacher exclusivement à la considération des limites actuelles de nos continents. Le bord de la mer est souvent formé de plaines d'alluvions, qui masquent le véritable relief du sous-sol. En outre il est des mers, comme celle du Nord, que leur profondeur insignifiante permet de considérer comme une dépendance des continents voisins et l'on doit aussi le plus souvent rattacher à ces derniers une plate-forme sous-marine plus ou moins large qui les borde et au delà de laquelle seulement commencent les grands fonds. C'est donc sur les lignes de relief du globe terrestre que ces études d'alignement doivent être poursuivies et les directions du littoral n'y sont intéressées que dans la mesure où *elles-mêmes* font partie des accidents orographiques de la surface. Aussi serait-il prématuré d'en parler ici autrement que d'une façon tout à fait générale.

A ce point de vue, on ne peut s'empêcher de signaler, avec M. Dana, le rôle dominant que jouent deux alignements à peu près rectangulaires, l'un dirigé du sud-ouest au nord-est, et l'autre du nord-ouest au sud-est. A la première direction appartiennent la côte asiatique orientale, l'axe de la Nouvelle Zélande, la chaîne des Alleghanys, l'axe de l'Atlantique septentrional et celui de l'Atlantique méridional, enfin la chaine des monts Scandinaves. La seconde se retrouve dans le grand axe du Pacifique, la chaîne des Montagnes Rocheuses, la côte du Pérou et le chenal de l'Atlantique moyen. Un grand nombre d'îles, notamment celles du Pacifique, laissent nettement apercevoir ces deux alignements dans leur disposition réciproque.

Une autre observation, due à M. R. Owen, d'Indiana (1), mérite aussi d'être mentionnée. Si l'on dispose un globe terrestre de telle sorte que le pôle soit incliné, au-dessus du cercle horizontal de la monture, d'un angle égal à l'obliquité de l'écliptique, on verra, en faisant tourner le globe à l'est ou à l'ouest, des lignes de côtes importantes venir coïncider successivement avec le cercle d'horizon. Cela revient à dire que ces lignes sont dirigées suivant des grands cercles *tangents aux cercles polaires*.

(1) *Key to the Geology of the Globe*, New-York, 1857.

Digitized by Google

CHAPITRE III

RELIEF TERRESTRE

Après avoir étudié les traits principaux de la répartition superficielle des continents et des océans, il convient d'examiner les conditions générales du relief de la terre, qu'il s'agisse des parties *positives* de ce relief, c'est-à-dire de celles qui dépassent le niveau de la mer, ou des parties qu'on peut appeler *négatives* et qui, servant de zones de concentration à l'élément liquide, déterminent les profondeurs océaniques. Avant tout il y a lieu d'évaluer l'importance absolue de ces deux sortes d'éléments. C'est ce que nous allons faire en commençant par les continents.

§ 1

RELIEF DES CONTINENTS

Faible importance du relief terrestre. — Quelque profonde que soit l'impression produite sur nous par la vue d'une chaîne de montagnes, surtout quand elle se dresse, comme la ligne des Pyrénées, à l'horizon d'une plaine unie et de faible altitude, il n'en est pas moins vrai que les points les plus élevés de la surface terrestre ne dépassent le niveau de la mer que d'une insignifiante fraction du rayon de notre globe. La plus haute cime connue, le Gaurisankar, situé dans l'Himalaya, atteint 8840 mètres, c'est-à-dire $\frac{1}{720}$ du rayon terrestre. Le Mont Blanc, avec ses 4810 mètres, n'en représente que $\frac{1}{1321}$. Ainsi, sur un globe d'*un mètre* de rayon, la plus forte saillie de la terre serait figurée par un peu moins d'*un millimètre et demi*, ce qui a fait dire avec raison que les inégalités de la surface de notre planète sont à peu près du même ordre que les aspérités d'une coquille d'œuf.

D'ailleurs ces hautes montagnes sont à l'état de très rares exceptions. Les chaînes au milieu desquelles elles se dressent n'occupent elles-mêmes qu'une faible portion de la superficie terrestre et la plus grande partie de nos continents appartient à des régions de beaucoup moindre altitude. On peut donc conjecturer *à priori* que le volume des terres émergées n'a qu'une faible importance et que, en répartissant d'une manière uniforme, sur tous les continents, la masse des inégalités dont leur surface est parsemée, on formerait un plateau bien peu élevé au-dessus de l'Océan. C'est ce dont un examen attentif va nous convaincre, en permettant de fixer approximativement l'altitude de ce plateau hypothétique.

Altitude moyenne des continents. — La première détermination de l'altitude moyenne de la terre ferme est due à Humboldt. La méthode employée par ce savant consistait à mener, à travers les continents, une série de coupes verticales suivant des plans parallèles entre eux et à évaluer la surface comprise, pour chaque

Digitized by Google

section, entre le profil du sol et la ligne représentant le niveau de la mer. La moyenne arithmétique des surfaces de deux coupes consécutives, multipliée par la superficie de la bande comprise entre les deux lignes de coupes, pouvait être considérée comme exprimant le volume de la portion correspondante du continent. Il suffisait alors d'additionner tous les volumes élémentaires ainsi obtenus et de diviser le total par la superficie de l'ensemble continental.

Par ce moyen, Humboldt était arrivé aux chiffres suivants (1) :

Europe	205m	Amérique du nord	228m
Asie	355m	Amérique du sud	351m
Ensemble des terres 306m.			

D'après cela, la surface de la terre ferme, supposée pourvue d'un relief uniforme, eût à peine dépassé de trois cents mètres le niveau de l'océan.

Ce nombre est certainement trop faible. On n'en saurait faire un grief à Humboldt; car à l'époque où il l'établissait, la connaissance du globe terrestre était encore bien imparfaite et lui-même avait dû déterminer, par des observations personnelles, un bon nombre des altitudes dont il s'était servi pour dresser ses profils. Les choses ont aujourd'hui changé de face et, grâce aux progrès de la géographie, on peut, sans trop de témérité, entreprendre une détermination nouvelle. C'est ce que nous allons tenter de faire, en nous appuyant sur les cartes hypsométriques qui ont cours dans l'enseignement. Sans doute, en dehors de l'Europe, dont le relief est bien connu désormais, ces documents ne représentent qu'une première approximation et les chiffres qui en résulteront ne doivent être acceptés qu'à titre provisoire. Néanmoins, en complétant, à l'aide des cartes de l'excellent atlas de Stieler, les documents d'ensemble publiés par MM. de Sydow et Levasseur, nous croyons qu'on peut approcher assez près de la vérité.

Essai d'une nouvelle évaluation. — Cherchons d'abord à évaluer l'altitude moyenne de chacune des cinq parties du monde, en distinguant les zones d'altitude de 0 à 200 mètres, de 200 à 500, de 500 à 1000, de 1000 à 2000, de 2000 et au-dessus et évaluant la surface de chaque zone (2). Cette surface étant déterminée, il convient d'y affecter un chiffre d'altitude moyenne : or la moyenne arithmétique entre les altitudes des deux courbes qui limitent une zone serait, en général, trop élevée, car l'expérience prouve que la pente augmente d'ordinaire avec l'altitude absolue. Sauf pour la première zone, où le chiffre de 100 mètres paraît convenable, en raison du grand nombre de côtes qui finissent brusquement à la mer par des falaises, nous adopterons les chiffres suivants, inférieurs à la moyenne arithmétique.

Zone II (200 à 500m) 300m. — III (500 à 1000m) 700m. — IV (1000 à 2000m) 1300m.

Quant à la zone V, le chiffre admis sera tantôt 2000, tantôt 2500, tantôt 3000, suivant les cas particuliers.

(1) Reclus : *Les continents*, 89.

(2) Pour cette évaluation, nous avons décalqué les courbes de niveau sur un papier quadrillé au millimètre et le nombre des carrés contenus entre deux courbes consécutives a été pris pour la surface de la zone intermédiaire.

Digitized by Google

Mais en même temps, afin d'avoir un *minimum*, nous calculerons aussi l'altitude moyenne, pour le cas où l'on ne donnerait à chaque zone, (à l'exception de la première), que l'altitude de sa limite inférieure.

Cela posé, voici les résultats obtenus pour diverses contrées:

PARTIES DU MONDE	ZONES	SURFACE DE CHAQUE ZONE	PART DE CHAQUE ZONE DANS LE RÉSULTAT MOYEN	PART DE CHAQUE ZONE DANS LE RÉSULTAT MINIMUM
			Mètres.	Mètres.
Europe.	I. 0 à 200	60,00	60,00	60,00
	II. 200 à 500	24,00	72,00	48.00
	III. 500 à 1000	10,00	70,00	50,00
	IV. 1000 à 2000	5,00	65,00	50,00
	V. Au-dessus de 2000.	1,00	25,00	20,00
	Ensemble.	100,00	292,00	228,00
Asie.	I. 0 à 200	27,00	27,00	27,00
	II. 200 à 500	10,00	30,00	20,00
	III. 500 à 1000	31,00	217,00	155,00
	IV. 1000 à 2000	22,50	290,00	225,00
	V. 2000 à 5000	8,00	240,00	160,00
	VI. Au-dessus de 5000.	1,50	75,00	75,00
	Ensemble.	100,00	879,00	662,00
Afrique	I. 0 à 200	18,00	18,00	18,00
	II. 200 à 500	20,00	60,00	40,00
	III. 500 à 1000	47,00	319,00	235,00
	IV. 1000 à 2000	14,00	180,00	140,00
	V. Au-dessus de 2000.	1,00	25,00	20,00
	Ensemble.	100,00	602,00	453,00
Amérique du nord.	I. 0 à 200	33,00	33,00	33,00
	II. 200 à 500	24,50	73,50	49,00
	III. 500 à 1000	20,50	143,50	102,00
	IV. 1000 à 2000	17,00	220,00	170,00
	V. Au-dessus de 2000.	5,00	125,00	100,00
	Ensemble.	100,00	595,00	454,00
Amérique du sud.	I. 0 à 200	45,00	45,00	45,00
	II. 200 à 500	20,00	60,00	40,00
	III. 500 à 1000	17,50	122,50	87,50
	IV. 1000 à 2000	12,50	160,00	125,00
	V. Au-dessus de 2000.	5,00	150,00	100.00
	Ensemble.	100,00	537,50	397,50
Océanie	I. 0 à 200	40,50	40,50	40,50
	II. 200 à 500	37,00	111,00	74,00
	III. 500 à 1000	14,50	100,00	72 50
	IV. 1000 à 2000	7,00	91,00	70,00
	V. Au-dessus de 2000.	1,00	20,00	20,00
	Ensemble.	100,00	362,50	277,00

Pour l'Europe, le résultat auquel nous sommes arrivé concorde, à quatre mètres

Digitized by Google

pres, avec celui qui a été donné par M. Leipoldt (1). Pour l'Asie on a pu distinguer une sixième zone et imprimer au calcul une précision particulière, grâce à la publication de la carte hypsométrique insérée en 1881 dans le volume de M. Elisée Reclus sur l'Asie Russe.

Si l'on veut tirer du tableau qui précède l'altitude moyenne de la terre ferme, il suffit de faire intervenir le coefficient exprimant la part de chaque continent dans la surface totale du globe. On obtient ainsi :

PARTIES DU MONDE	SURFACES RELATIVES	PART DANS LE RÉSULTAT MOYEN	PART DANS LE RÉSULTAT MINIMUM
		Mètres.	Mètres.
Europe	7,00	20,70	16,00
Asie	32,00	281,00	212,00
Afrique	21,50	130,00	98,00
Amérique du nord	20,00	120,00	89,00
Amérique du sud	13,50	72,50	54,00
Océanie	6,00	22,00	17,00
Ensemble	100,00	646,20	486,00

En résumé, on peut dire que l'altitude moyenne des continents est *certainement très supérieure à cinq cents mètres et plus probablement voisine de six cents*, soit le double du chiffre primitivement accepté.

Ces chiffres dépassent sensiblement ceux qui ont été admis dans une publication récente de M. Richard Andree (2), pour qui la hauteur moyenne des continents serait de 440 mètres, celle de l'Asie étant de 500 et celle de l'Afrique ayant la même valeur. Pour l'Afrique, le résultat nous paraît très admissible; mais nous ne saurions accepter que l'Asie, avec ses immenses reliefs de l'Himalaya, du Pamir, du Thian-chan et de l'Altaï, fût mise sur le même pied que le continent africain. Quand on réfléchit que, dans tout le Tibet, c'est-à-dire sur une surface ayant 2400 kilomètres de longueur avec une largeur moyenne de 600 kilomètres, il n'y a pas un seul point dont l'altitude ne soit supérieure à 4000 mètres, et qu'il faut aller jusqu'au lac Koukou-nor pour voir la hauteur s'abaisser à 3200 mètres, on a le droit de s'étonner que le chiffre de 500 mètres ait pu paraître suffisant. Le relief du Tibet à lui seul, étendu sur toute la surface de l'Asie, suffirait pour lui procurer une altitude de plus de 200 mètres, bien que cette contrée ne représente guère que la vingt-cinquième partie du continent asiatique. D'ailleurs le procédé de mesure que nous avons employé comporte une assez grande précision et la carte d'Asie de M. Reclus, à laquelle il a été appliqué, est si bien d'accord avec tous les documents modernes, même avec ceux de l'Atlas de M. Andree, qu'il est difficile qu'une erreur notable ait été commise par

(1) *Mittheil. der k. k. geograph. Gesellschaft in Wien*, XVIII, n° 3, 127.
(2) *Allgemeiner Hand-Atlas*, 7e livraison, 1880.

Digitized by Google

nous dans l'appréciation relative à ce continent. Pour tous ces motifs, tenant compte de la part prépondérante qui revient à l'Asie, dont la surface est à peu près le tiers de celle de toute la terre ferme, nous croyons devoir nous en tenir aux résultats que nous avons indiqués.

Dans les calculs qui précèdent, il n'a pas été tenu compte des hautes montagnes. En effet, leur part dans le résultat d'ensemble peut être considérée comme insignifiante. Pour s'en convaincre, il suffit de remarquer qu'une montagne conique, ayant une pente de 15 0/0, représenterait, suivant que sa hauteur au-dessus de la base serait de 1, 2 ou 3 kilomètres, un volume de 45, 360 ou 1200 kilomètres cubes. Or 1 kilomètre cube, étendu sur 10 000 000 de kilomètres carrés, par exemple, ne donne que $\frac{1}{10}$ de millimètre de hauteur. Il faudrait donc un nombre considérable de hautes montagnes isolées pour augmenter de 10 mètres l'altitude d'un continent et, pour le genre d'approximation que nous avons en vue, il est tout à fait inutile de s'en occuper.

Répartition des zones d'altitude. — Ayant ainsi déterminé le relief moyen de la terre ferme, nous pouvons chercher de quelle manière ce relief se répartit sur l'ensemble. Il suffit pour cela de multiplier le coefficient superficiel propre à chaque zone, dans un continent donné, par le coefficient superficiel propre à ce continent. De cette manière, on obtient :

Zone I (0 à 200m).	32,00
— II (200 à 500m).	19,00
— III (500 à 1000m).	28,00
— IV (1000 à 2000m).	16,00
— V (au-dessus de 2000m).	5,00
	100,00

Cette répartition peut être figurée par le diagramme suivant (fig. 3), dans

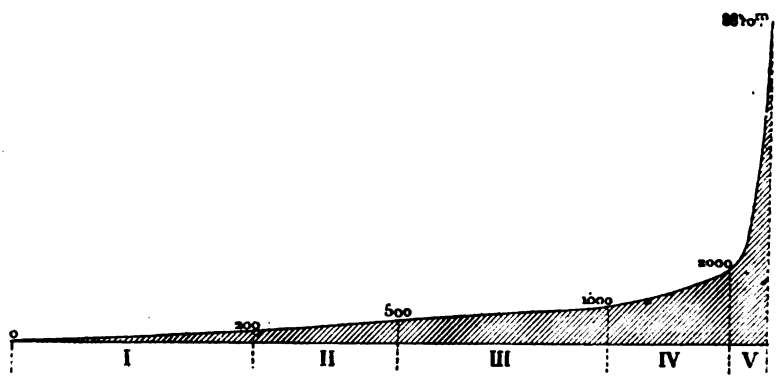

Fig. 3. — Diagramme indiquant la répartition des zones d'altitude à la surface des continents.

lequel le point marqué 8840 correspond au point culminant de l'Himalaya.

Rien n'est plus propre qu'une telle image à faire apprécier combien est faible la surface occupée par les régions de grande altitude.

Digitized by Google

§ 2

RELIEF DU FOND DES OCÉANS

Profondeur moyenne des mers. — L'Océan recouvre un vaste ensemble de surfaces déprimées qui, si la mer venait à disparaître, s'offriraient à nous dans des conditions de relief relatif analogues à celles des continents, à cette différence près que, les agents atmosphériques n'ayant pu y faire sentir leur puissance, les grandes ondulations du terrain ne seraient pas interrompues par des accidents secondaires.

Bien que le volume des mers dépasse de beaucoup celui de la partie émergée de l'écorce, les plus grandes profondeurs océaniques sont exactement du même ordre que les plus hautes montagnes. On admettait, jusqu'à ces derniers temps, que les grands fonds de l'Océan pouvaient atteindre 15 000 mètres. Mais on a reconnu depuis que ce chiffre extrême n'était imputable qu'à l'imperfection des méthodes de sondage. Aujourd'hui les mémorables campagnes du *Challenger* et du *Tuscarora* nous ont appris que nulle part la profondeur des mers n'est sensiblement supérieure à 8500 mètres, c'est-à-dire au chiffre qui exprime, à 500 mètres près, l'altitude des plus hautes cimes de l'Himalaya.

En revanche, la moyenne des profondeurs mesurées est fort au-dessus de l'altitude générale des continents. Pour s'en faire une idée, il suffit de consulter la carte des profondeurs océaniques, publiée en 1878 par M. Berghaus dans la nouvelle édition de l'atlas de Stieler. Si l'on mesure sur cette carte, en tenant compte des déformations résultant du mode de projection, la surface occupée par les diverses zones et qu'on rapporte les profondeurs au kilomètre et non au mille marin, on trouve les résultats suivants :

ZONES	SURFACES OCCUPÉES	PART DANS L'ALTITUDE MOYENNE
		Mètres.
I. 0 à 1000 (Mètres.)	8,00	40,00
II. 1000 à 2000	6,00	90,00
III. 2000 à 3000	10,00	250,00
IV. 3000 à 4000	14,00	490,00
V. 4000 à 5000	21,00	990,00
VI. 5000 à 6000	29,00	1600,00
VII. 6000 à 7000	10,00	650,00
VIII. Au delà de 7000	2,00	150,00
Ensemble.	100,00	4260,00

Pour établir ce calcul, on a appliqué à chaque zone la moyenne arithmétique des altitudes extrêmes, en donnant à la dernière le chiffre de 7500 mètres. Il

Digitized by Google

n'y avait, en effet, faute de documents plus précis, aucune raison de procéder autrement. On voit donc qu'en se bornant à un nombre rond, on peut dire que la profondeur moyenne des mers est de *quatre mille mètres*, soit près de *sept fois* l'altitude moyenne que nous avons admise pour les continents (1). Tenant compte de la différence des surfaces respectivement occupées par la terme ferme et les océans, on déduit de là que le volume des mers est d'à peu près *dix-neuf fois* celui de la partie émergée de l'écorce. D'après cela, si toute la masse des continents était uniformément étalée sur le fond de la mer, elle n'élèverait le niveau de l'eau que d'environ 200 mètres. Mais cette surélévation, en faisant déborder l'Océan sur le globe tout entier, se réduirait à 150 mètres. Ainsi, la surface terrestre devenue une nappe d'eau ininterrompue, à 150 mètres au-dessus de son niveau actuel, tel serait le résultat de la disparition totale des terres émergées.

Répartition réciproque des profondeurs et des altitudes. — Pour rendre sensible aux yeux la distribution des profondeurs océaniques, nous nous servirons d'un diagramme (fig. 4) analogue à celui qui résume la répartition des reliefs

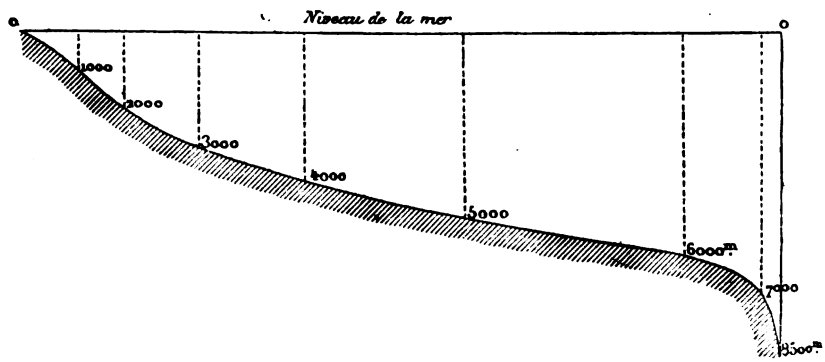

Fig. 4. — Diagramme indiquant la répartition des profondeurs océaniques.

continentaux (fig. 3). La comparaison de ce diagramme avec le précédent est instructive. Tandis que la courbe des altitudes continentales tourne constamment sa convexité vers la ligne du niveau de la mer, celle des profondeurs océaniques n'est convexe qu'à ses deux extrémités; depuis 1000 jusqu'à 6000 mètres, elle est manifestement concave. De plus, si les fonds de 7000 à 8500 mètres sont

(1) Ce chiffre est supérieur à celui qu'admet M. Richard Andree, qui, dans le texte explicatif de la 7e livraison de son nouvel atlas, donne 3438 mètres pour la profondeur moyenne des océans, le chiffre du Pacifique étant 3887m; mais la carte du Pacifique, jointe à cet atlas, laisse voir clairement que presque toute la surface de cet océan appartient à la zone de 2000 à 3000 brasses (c'est-à-dire de 3700 à 5500m) et qu'il y a autant de portions ayant plus de 3000 brasses qu'il y en a au-dessous de 2000. Or dans toute la partie comprise entre 2000 et 3000 brasses, *la plupart* des sondages indiqués sur cette carte se rapportent à des profondeurs supérieures à 2500 brasses (4600m); nous ne voyons donc pas de raison pour restreindre, autant que l'a fait M. Andree, la profondeur moyenne du Pacifique et nous préférons nous en tenir au chiffre que nous avons conclu d'une mesure, aussi approchée que possible, des surfaces occupées par les diverses zones.

Digitized by Google

encore exceptionnels relativement à l'ensemble, il y a, entre eux et la moyenne, une disproportion bien moins marquée que pour la terre ferme.

On peut rendre encore plus saisissante la différence qui existe entre la valeur

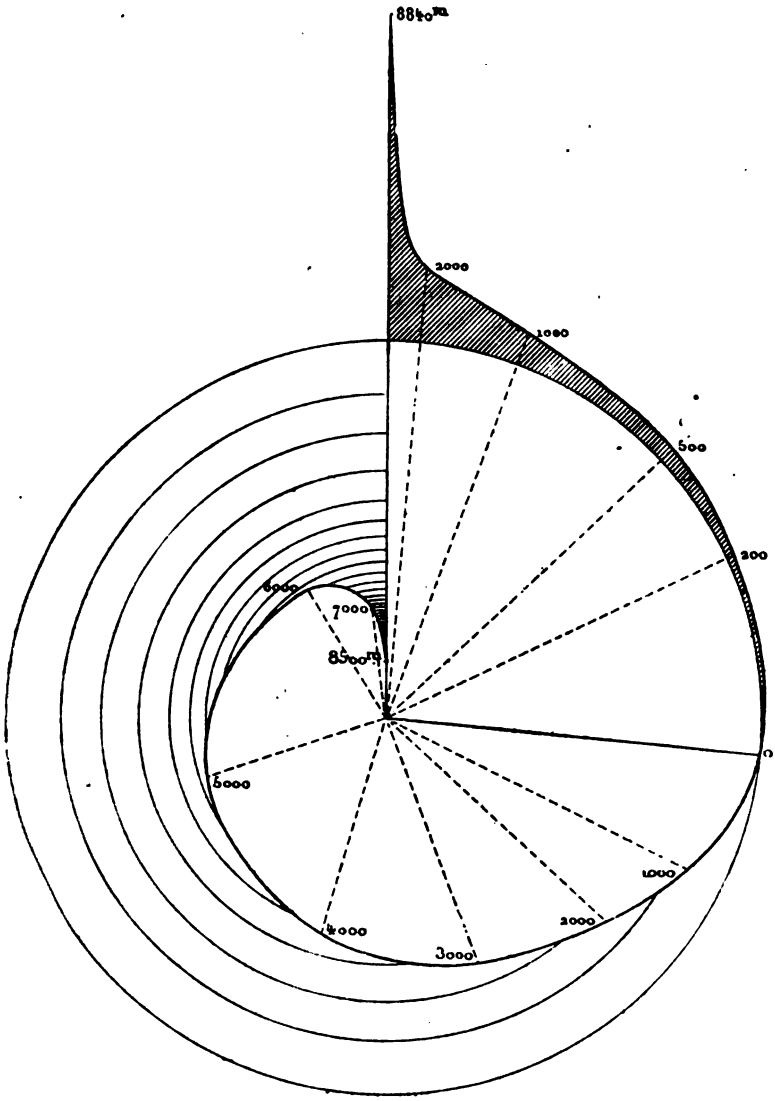

Fig. 5. — Diagramme indiquant la répartition relative des altitudes continentales et des profondeurs océaniques.

des saillies continentales et celle des profondeurs océaniques, en les réunissant dans un diagramme commun (1) (fig. 5).

(1) L'idée de juxtaposer, sur une même circonférence, la courbe du relief continental à celle du relief océanique, est due à M. de Chancourtois qui, dans son cours à l'École des mines,

Digitized by Google

Supposons que la surface terrestre, au niveau de la mer, soit figurée théoriquement par une circonférence de rayon arbitraire. En raison du rapport numérique qui existe entre la superficie des continents (135 000 000 de kilom. carrés) et celle des mers (375 000 000 de kilom. carrés), la première sera représentée par un arc de 95°. Si l'on partage cet arc entre les diverses zones d'altitude, conformément à leurs superficies respectives, on trouvera les chiffres suivants :

Zone I.	30°30′	Zone IV.	15°15′
— II.	18°	— V.	4°45′
— III.	26°30′		

Portons ces diverses longueurs d'arcs les unes à la suite des autres et, à l'extrémité du rayon mené à la limite de chacune d'elles, figurons, à une échelle infiniment exagérée, l'altitude correspondante. Le profil des terres émergées sera représenté par une courbe se relevant d'une manière très rapide vers le point qui figure la plus haute cime de l'Himalaya.

De même, le reste de la circonférence, soit 265°, se répartira ainsi qu'il suit entre les diverses zones maritimes :

Zone I.	21°10′	Zone V.	55°30′
— II.	16°	— VI.	77°
— III.	26°30′	— VII.	26°30′
— IV.	37°	— VIII.	5°20

Alors l'ensemble du fond des océans sera représenté par une autre courbe, inverse de la précédente; et tandis que la partie couverte de hachures correspondra au relief émergé, la partie sur laquelle ont été tracés des cercles concentriques figurera, dans les mêmes conditions, la masse océanique. Quant aux raisons qui légitiment le rapprochement, sur une même verticale, des valeurs extrêmes de l'altitude et de la profondeur, elles seront expliquées plus loin.

Convexité du fond des mers. — Avant de quitter le sujet des profondeurs océaniques, il importe de remarquer que le fond des mers est presque toujours convexe. En effet, soit A un arc terrestre d'amplitude égale à 2ω, en supposant, pour plus de simplicité, que la terre soit exactement sphérique. Pour que le fond d'une mer s'étendant d'une extrémité de l'arc jusqu'à l'autre fût concave, il faudrait que la profondeur au milieu dépassât la longueur de la flèche de l'arc. Si f désigne cette flèche et r le rayon terrestre, on sait qu'on a

$$f = r\,(1 - \cos\omega) = 2r \sin^2 \tfrac{1}{2}\omega.$$

Pour l'Océan Atlantique, où $2\omega = 70°$, la valeur de la flèche serait de 1150 ki-

donnait chaque année une figure où ces deux éléments étaient disposés symétriquement, par moitiés égales, de part et d'autre d'un diamètre du cercle. Plus récemment, à la suite d'une communication faite à la Société géologique de France (*Bulletin*, 3e série. VII, 346) et dans laquelle nous avions cherché à démontrer que les grandes saillies continentales font immédiatement suite aux grandes profondeurs maritimes, M. de Chancourtois a eu l'heureuse pensée, qu'il a bien voulu nous communiquer, d'exprimer ce rapprochement par une nouvelle disposition du diagramme. C'est cette idée qui a été réalisée dans la figure 5.

Digitized by Google

lomètres, c'est-à-dire près de cent soixante fois plus grande que la plus forte profondeur de cet océan.

Une mer de 5 degrés d'amplitude aurait une flèche de 6k,15. Son fond ne pourrait donc être concave qu'à la condition de descendre au-dessous de 6000 mètres. Or ce cas n'est réalisé par aucune des mers intérieures si profondes de Sulu, de Célèbes ou de Banda, qui toutes ont plus de 5 degrés et moins de 5000 mètres.

En revanche, le Pas de Calais est concave, car la flèche d'un arc de 32 kilomètres est de 19 mètres et le détroit en a une soixantaine.

Cette considération est importante, pour restituer au mot de dépressions océaniques sa signification véritable. Ce sont bien réellement des parties *déprimées* de la surface du globe. Mais il serait tout à fait abusif de les représenter comme de profonds sillons creusés dans l'écorce solide.

§ 3

DISTRIBUTION RÉELLE DU RELIEF SUR LE GLOBE

Jusqu'ici nous n'avons considéré que le relief absolu de l'écorce terrestre et les proportions suivant lesquelles il se partage entre les zones de diverses altitudes. Mais il importe de compléter les notions acquises par l'étude de la distribution *réelle* de ce relief; car on pourrait être tenté d'admettre *à priori* une régularité de répartition dont nous allons voir que la nature ne nous offrira jamais l'exemple. Sans doute la distribution du relief n'est point capricieuse; elle se montre, au contraire, parfaitement ordonnée à qui sait l'analyser. Mais l'ordonnance à laquelle elle obéit n'est pas celle de la symétrie géométrique, comme il est aisé de s'en convaincre en recourant à l'observation directe et précise du terrain.

Défaut d'homogénéité des continents. — Par cela seul qu'une partie du monde a mérité, grâce à un ensemble de conditions géographiques spéciales, d'être considérée comme une individualité distincte et est ainsi devenue ce qu'on appelle *un continent*, on se figure trop volontiers que ce continent représente une unité bien homogène et que les grandes lignes de sa structure doivent se coordonner autour d'un dessin régulier. De là, sur le relief de la terre ferme, quelques erreurs assez communes que, par une singulière rencontre, l'enseignement tout moderne de la géographie physique a contribué plutôt à enraciner qu'à détruire.

En effet, en développant, avec plus de bonne volonté que de mesure, la notion des lignes de partage et de la séparation des bassins; en publiant, sous le titre de cartes physiques, des dessins où, à la représentation fidèle du relief du sol, étaient substitués des tracés théoriques de chaînes idéales, partout intercalées, de parti pris, entre les lignes hydrographiques principales, on a répandu assez

Digitized by Google

généralement l'idée qu'un continent devait être un corps symétriquement constitué, dont les montagnes seraient en quelque sorte le squelette.

Quand nous disons qu'on a répandu cette idée, il serait plus juste de prétendre qu'on l'a ressuscitée, car pour les anciens philosophes, et notamment pour les scolastiques, les montagnes étaient les os de la terre ferme. Quoi qu'il en soit, il ne manque pas, même à l'heure actuelle, d'atlas où l'on voit figurée, d'un bout à l'autre d'un continent, avec des caractères de première importance, une ligne générale de partage des eaux, qui forme comme la colonne vertébrale du système et d'où se détachent, à titre de membres, susceptibles eux-mêmes de ramifications secondaires, d'autres chaînes ayant pour fonction de séparer les bassins des différents cours d'eau.

Peut-être cette conception a-t-elle trouvé d'autant plus facilement créance qu'elle s'accordait avec les idées de certaine école géologique, pour qui les montagnes ne sont plus que le reste de masses continentales, formant autrefois de vastes plateaux contre lesquels les agents atmosphériques se sont acharnés pendant une suite indéfinie de siècles. En pareil cas, en effet, il est naturel qu'à moins d'une grande inégalité dans la distribution des précipitations atmosphériques, les lignes de haut-relief, derniers débris du plateau primitif, finissent par occuper une position centrale et que leur importance soit directement proportionnelle à celle les éléments hydrographiques dont elles définissent les bassins.

A quel point cependant une telle manière de voir est erronée, c'est ce qu'il nous sera facile d'établir en traçant, à travers les continents, quelques coupes convenablement choisies. Ces coupes devant embrasser une grande étendue de pays, nous les supposerons menées suivant des arcs de grand cercle dont il y aura lieu de mettre en évidence la courbure. Pour les hauteurs, obligé de les exagérer beaucoup, nous adopterons une échelle uniforme de un centimètre pour quatre mille mètres.

Profil des continents. — La première coupe (fig. 6) est dirigée du nord au sud à travers le continent asiatique, depuis l'embouchure de l'Ob jusqu'à celle du Gange. Pendant le premier tiers de son parcours, elle ne rencontre que des

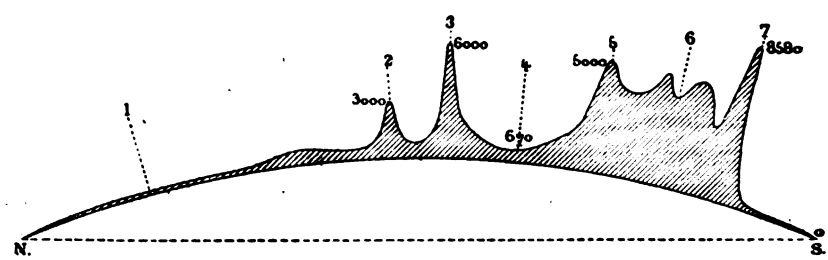

Fig. 6. — Coupe N. S. à travers l'Asie entre le 69e et le 29e parall. de lat. nord : 1, Sibérie. — 2, Altaï. — 3, Thian-chan. — 4, Lob-nor. — 5, Kouen-lun. — 6, Tibet. — 7, Kantschintschinga (Himalaya).

terres basses : puis le sol s'élève, et, au milieu de la coupe, la chaîne de l'Altaï prépare celle du Thian-chan, dont le faîte varie de 4000 à 6000 mètres ; mais

Digitized by Google

bientôt les plaines basses reparaissent avec la dépression du Lob-nor. Enfin le dernier tiers de la coupe est constitué par un massif d'une hauteur énorme, celui du Tibet et de l'Himalaya, dont l'altitude va en croissant jusqu'à son extrémité sud, qui fait directement face à la mer des Indes.

Ainsi tout le relief est accumulé à l'une des extrémités du continent et bien loin qu'il y soit symétriquement disposé, c'est à la limite même de la terre ferme qu'il acquiert sa plus grande valeur.

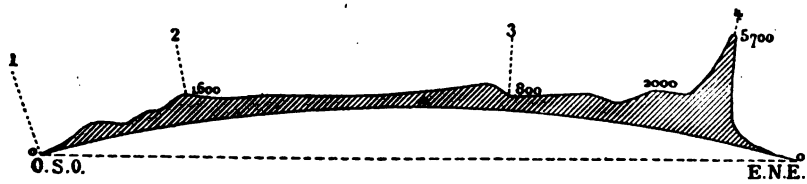

Fig. 7. — Coupe O. S. O. — E. N. E. à travers l'Afrique entre le 13e et le 2e parall. lat. N. — 1, Benguela. — 2, Monts Mossamba. — 3, Lac Tanganyika. — 4, Mt Kilima' ndscharo.

La figure 7 représente une section transversale de l'Afrique entre Benguela et la côte indienne. C'est au centre même du continent que l'altitude est le moins élevée et le littoral oriental est bordé par une chaîne de 2000 mètres de hauteur, servant de piédestal au gigantesque Kilima'ndscharo, tandis qu'elle sépare l'océan Indien des dépressions intérieures occupées par les grands lacs. Là encore, la dissymétrie est frappante, ainsi que l'absence de relief au centre du continent.

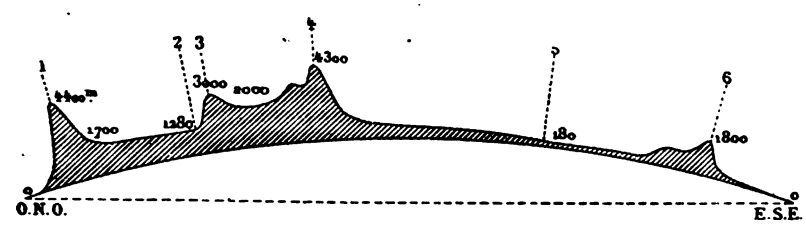

Fig. 8. — Coupe O. N. O. — E. S. E. à travers l'Amérique du Nord entre le 42e et le 35e parall. lat. N. — 1, Mont Shasta. — 2, Grand Lac-Salé. — 3, Union Peak. — 4, Longs Peak (Montagnes Rocheuses). — 5, Mississipi à Saint-Louis. — 6, Monts Alleghanys.

L'Amérique nous fournira des enseignements analogues. Ainsi, dans la figure 8 on voit une section menée du littoral du Pacifique à celui de l'Atlantique. Tout contre la côte occidentale se dresse une haute chaîne, que domine le mont Shasta; mais cette chaîne s'abaisse bien vite pour laisser apparaître le grand plateau du Lac Salé, qui, s'il est encore très au-dessus du niveau de la mer, n'en constitue pas moins, relativement aux contrées voisines, une dépression marquée. Ensuite surgit la puissante chaîne des Montagnes Rocheuses, interrompue par des plateaux et dominée par des sommités comparables à celles des Alpes. Mais cet effort du relief n'atteint même pas le milieu du continent et à sa suite vient l'immense bassin du Mississipi, qui s'abaisse en pente douce vers la mer. Seulement, avant qu'il l'atteigne, la chaîne des Alleghanys vient former

Digitized by Google

une barrière maritime, offrant, ainsi qu'on l'a depuis longtemps remarqué, avec l'océan Atlantique auquel elle fait face, le même rapport de dimensions que celui qui unit la chaîne côtière de l'Orégon au Pacifique, sous les flots duquel son versant occidental disparaît.

Une suite de plateaux ou de dépressions, séparés par des montagnes et tout l'effort du relief porté d'un seul côté, tel est donc le plan sur lequel est construit le continent de l'Amérique du Nord.

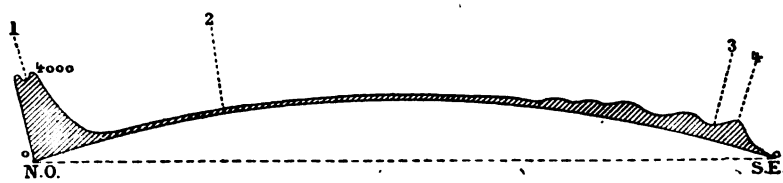

Fig. 9. — Coupe N.O. — S.E. à travers l'Amérique du sud entre le 2e parallèle lat. N. et le 15e parallèle lat. S. — 1, Chaîne des Andes de Colombie. — 2, Fleuve des Amazones. — 3, Fleuve San-Francisco. — 4, Sierra Tinba.

La structure de l'Amérique du Sud est encore plus simple et mieux accentuée. (fig. 9). D'un côté, la chaîne des Andes, concentrée sur le versant Pacifique et offrant la juxtaposition de la ligne de relief la plus importante, par sa continuité comme par son altitude, avec la plus grande masse d'eau qu'il y ait au monde. De l'autre, contre le littoral atlantique, les chaînes brésiliennes, écho bien atténué des Andes, et augmentant de hauteur à mesure qu'elles se rapprochent de la mer; enfin, dans l'intervalle, la grande plaine où coule le fleuve des Amazones, sans qu'il y ait la moindre chaîne de partage entre le bassin de ce fleuve et celui de la Plata, qui se déverse dans la direction diamétralement opposée.

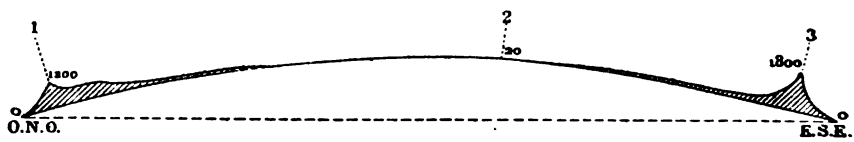

Fig. 10. — Coupe O.N.O. — E.S.E. à travers l'Australie entre le tropique et le 32e degré de lat. S. — 1, Monts Augustus. — 2, Lac Eyre. — 3, Mont Sea-View.

Comme l'Amérique du Sud, mais sur une échelle bien plus restreinte, l'Australie (fig. 10) nous offrira l'exemple d'un continent presque entièrement formé par un bassin déprimé, encaissé entre deux lignes de hauteurs, dont celles de droite, faisant face au Pacifique, sont sensiblement plus importantes que celles qui regardent la mer des Indes.

On pourrait multiplier ces exemples et montrer comment une coupe de l'Europe, du nord au sud, débute par la chaîne scandinave, après laquelle le sol s'abaisse et prépare la dépression de la Baltique et les plaines de l'Allemagne du Nord. Puis, au sud de la coupe et pressé contre la Méditerranée, on rencontrerait le puissant relief des Alpes, jouant, relativement à l'Europe, le même rôle que l'Himalaya relativement à l'Asie. Et de même que les plus hautes cimes asiatiques font

Digitized by Google

face à la mer des Indes, de même les chaînes successives dont l'ensemble forme le massif alpin sont de plus en plus hautes à mesure qu'on marche vers la Méditerranée.

Mais il est superflu d'insister davantage sur un mode de structure aussi nettement mis en évidence. On peut donc poser en principe, comme une règle applicable à tous les continents, d'abord que les grandes lignes de relief n'occupent jamais une position centrale, ensuite qu'elles bordent toujours ou l'Océan, ou les surfaces relativement déprimées dont se compose la plus grande partie de la terre ferme.

Un continent est donc une succession de plateaux ou de bassins, séparés les uns des autres et séparés de la mer par des chaînes de montagnes et, en général, l'importance de ces chaînes est en rapport direct avec celle de la dépression dont elles marquent la limite.

Tout cela peut se résumer d'un mot, en disant que la *dissymétrie*, mais une dissymétrie ordonnée, est en quelque sorte à la base de la structure de chaque continent.

Il convient aussi d'ajouter que les plateaux ou bassins dont un continent se compose offrent, les uns par rapport aux autres, une réelle indépendance. Un abaissement du sol de moins de deux cents mètres suffirait pour isoler le Brésil du reste de l'Amérique du Sud ou pour séparer la Russie de l'Europe centrale, comme aussi l'Espagne de la France. La chaîne de partage de l'Europe, qui cesse d'avoir aucune signification au col que franchit le canal du Midi, en a bien moins encore dans les marais de Volhynie où, pendant la saison des grandes pluies, le produit des précipitations atmosphériques peut, suivant les cas, se diriger arbitrairement vers la Baltique ou vers la mer Noire. Tant il est vrai qu'un continent n'est pas une unité homogène, mais un composé plus ou moins complexe d'unités distinctes, ayant chacune sa constitution propre.

Formule générale du relief des continents et des océans. — C'est précisément cette complexité des continents qui empêche d'envelopper les conditions de leur relief dans une formule générale, susceptible d'être appliquée à toutes les parties du monde. Les géologues américains et, en particulier, MM. Guyot et J. Dana, se fondant sur l'extrême simplicité de structure des deux Amériques, avaient cru pouvoir poser le principe suivant :

« Les continents ont, en général, des côtes montagneuses et un intérieur déprimé, en forme d'un ou de plusieurs bassins séparés par des chaînes intermédiaires. Le bord le plus élevé est celui qui fait face à l'Océan le plus étendu. »

Cette formule, séduisante par sa netteté, semblait s'appliquer à merveille à l'Amérique. D'une part, la dimension des Alleghanys ou des Apalaches est à celle de l'Atlantique comme la hauteur des montagnes côtières de l'ouest est à la largeur du Pacifique septentrional; de plus, entre cette dernière et celle du Pacifique méridional, il y a un rapport semblable à celui qui existe entre la hauteur des montagnes de l'Orégon et celle de la Cordillère des Andes.

Digitized by Google

Mais il s'en faut de beaucoup que la loi s'applique avec une égale netteté aux autres continents. On cherche en vain, sur le bord oriental de l'Asie, une chaîne d'une importance proportionnée à celle du Pacifique et nous avons vu que la partie septentrionale de ce continent, au lieu d'être limitée par une ligne de hauteurs, est absolument plate depuis la mer arctique jusqu'au seuil de l'Altaï. L'Europe s'affranchit bien plus encore de la loi posée. Il n'existe rien, du côté de l'Atlantique, qui forme une bordure côtière. Les Pyrénées, dans toute la partie principale de la chaîne, séparent le continent français du continent espagnol et sont dirigées transversalement à la mer au lieu de lui faire face. Le Jura est aussi une chaîne intérieure et les Alpes, loin de se dérouler en face d'une grande dépression maritime, voient s'interposer entre elles et la Méditerranée, non seulement la plaine lombarde, mais encore la chaîne des Apennins. Enfin le Caucase, au lieu de former une séparation longitudinale entre la mer Noire et la Caspienne, affecte justement une direction perpendiculaire.

Néanmoins la loi posée par les géologues américains peut être formulée d'une manière qui en rende l'application générale. Il suffit pour cela de considérer, non plus les continents *actuels* dans leur ensemble, mais les portions distinctes dont chacun d'eux se compose et, en outre, de remplacer la notion des océans par celle des dépressions, pouvant être encore de nos jours, ou ayant été, aux époques antérieures, occupées par de grandes nappes d'eau.

Il serait sans doute prématuré d'insister sur ce point de vue; car il faudrait faire intervenir la considération des périodes géologiques et reconstituer les étapes successives que chaque continent a dû parcourir. Aussi ne pouvons-nous l'indiquer ici que très sommairement. Contentons-nous donc de dire qu'un bassin continental est, en général, un ancien fond de mer ou de grand lac et que la plupart de ces plateaux qui s'étendent au pied des grandes chaînes de montagnes étaient, à une époque peu éloignée de la nôtre, encore recouverts par les eaux marines ou les eaux douces. Or, *à ce moment*, la chaîne qui les borde faisait réellement face à une dépression océanique. Ainsi les Pyrénées, baignées au nord par la mer de la mollasse, le Caucase, séparant l'Asie Mineure de la dépression aralo-caspienne, et l'Oural, barrière maritime de l'Europe contre ce chenal, à peine émergé aujourd'hui, qui faisait communiquer la Caspienne avec la mer Arctique; ainsi enfin les grandes Alpes de la Lombardie, venant s'enfoncer sous les flots de la mer subapennine.

En conséquence, les formes actuelles du relief terrestre ne sont pleinement intelligibles qu'à la condition de faire intervenir la notion du passé. Si donc, malgré la rigueur de la méthode qui doit nous interdire pour le moment toute excursion sur ce domaine, dont l'étude viendra en son heure, nous soulevons, pour un moment, un coin du voile qui le couvre, nous pourrons poser la loi suivante :

Au moment où une grande ligne de relief se constitue sur le globe, elle forme le rivage d'une dépression océanique ou lacustre, sous laquelle elle s'enfonce par son

Digitized by Google

flanc le plus abrupt et, en général, l'importance de la chaîne à laquelle elle donne naissance est en rapport avec celle de la dépression qu'elle côtoie.

La rigueur avec laquelle le continent américain vérifie cette loi, surtout dans sa partie méridionale, tient à ce que le dernier relief de la chaîne des Andes est essentiellement moderne. Un jour viendra, peut-être, où, en avant de cette chaîne, une nouvelle ligne de hauteurs surgira des profondeurs du Pacifique, comme la chaîne côtière de l'Orégon a surgi en avant des Montagnes Rocheuses, et alors, dans l'intervalle, s'étendra un bassin plus ou moins déprimé, semblable à celui dont le Grand Lac salé de l'Utah occupe le fond.

§ 4

DISSYMÉTRIE DU RELIEF TERRESTRE

Dissymétrie du profil des chaînes de montagnes. — Nous avons dit que c'est généralement par son flanc le plus abrupt qu'une chaîne de hauteurs fait face à une dépression. Il importe d'insister sur cette considération, dont la conséquence est que la dissymétrie prévaut, non seulement dans la situation géographique des lignes de relief, mais encore dans la constitution de leur profil.

L'inégalité de la pente des deux versants d'une chaîne de montagnes peut être posée comme une règle universelle. Tout le monde sait que, du côté de la France, les Pyrénées apparaissent comme une gigantesque muraille, s'élevant d'un seul jet au-dessus de la plaine de Toulouse, tandis qu'en Espagne la saillie qu'elles forment est à peine sensible, tant elle est préparée à l'avance par des rides parallèles.

De même le Jura français se constitue en quelque sorte peu à peu par des efforts successifs, tandis que, depuis sa crête principale jusqu'à la plaine de Neuchâtel, il s'abaisse en un seul versant fortement incliné. Enfin la chute brusque des Alpes vers la Lombardie contraste avec la succession des crêtes, d'altitude croissante, qu'on traverse entre Bâle et le Lac Majeur ou mieux encore entre Neuchâtel et le Mont Rose. Mais il ne suffit pas de constater ce fait d'une manière générale, il faut encore indiquer, par des chiffres précis, la valeur de cette habituelle dissymétrie.

Rappelons tout d'abord que, sauf dans les parties tout à fait voisines de la crête, la pente moyenne d'une chaîne de montagnes est toujours beaucoup plus faible que ne le ferait supposer l'impression produite par la vue de cette masse venant borner l'horizon du spectateur. Ainsi la pente orientale des Vosges est seulement de 2°30′, soit à peu près 4,5 0/0. La pente méridionale des Alpes est de 3°20′ (5,80 0/0) et celle des Pyrénées françaises, de 3° à 4° (5 à 7 0/0). Rarement la pente générale d'une chaîne atteint un maximum de 6° (10,5 0/0).

Cela posé, examinons les conditions dans lesquelles se présentent les deux versants des principales chaînes de montagnes.

Digitized by Google

La pente moyenne orientale des monts Scandinaves est juste moitié moindre que celle qui regarde la mer du Nord. A égale distance de la crête centrale des Pyrénées, si l'on considère, d'une part la ville de Jaca en Aragon, de l'autre le bourg d'Arudy en France, on trouve que la première localité est située à une altitude à peu près double de celle de l'autre, soit 750 mètres au lieu de 400. Encore la vallée de l'Aragon n'est-elle qu'une profonde entaille séparant la crête pyrénéenne de celles des Sierras de la Pena et de Guara, tandis qu'Arudy est à l'origine de la grande plaine aquitanienne.

La pente méditerranéenne des Apennins de la Ligurie est double de la pente lombarde. Les montagnes de l'Istrie et de l'Esclavonie ont leur versant adriatique abrupt, tandis qu'elles s'abaissent en pente plus douce vers la Save. Le Caucase, aux environs de Tiflis, est sept fois plus incliné au sud qu'au nord et, plus à l'ouest, au pied de l'Elbrouz, tandis que, du col de Maruch à la mer Noire, il y a une chute de 3600 mètres pour une distance de 55 kilomètres, soit 6,5 0/0 de pente, sur le versant nord il faut parcourir près de 120 kilomètres pour voir l'altitude s'abaisser à 300 mètres.

Une coupe transversale de l'Himalaya, menée en un point où la crête est élevée de 7500 mètres, rencontre, juste à la même distance, au sud, la ville de Silothi, à 1400 mètres d'altitude et, au nord, le lac Mansaraur, source du Brahmapoutra, à 5000 mètres. De même la pente de la Cordillère des Andes vers le Pacifique est au moins double de celle qui regarde le Brésil et, de part et d'autre de la crête de la Sierra Nevada, située entre la Californie et le Nevada, on rencontre, à la même distance du col, haut de 2300 mètres, à l'ouest, vers le Pacifique, la ville de Nevada, à 750 mètres d'altitude et, à l'est, les lacs du Grand Bassin, à 1300 mètres.

Partout donc la même loi se vérifie. Les deux versants d'une chaîne simple sont inégalement inclinés et le plus abrupt est toujours celui qui fait face à la plus grande dépression. En outre, le rapport qui prévaut le plus généralement entre les pentes des deux versants est à peu près celui du simple au double.

Profil des chaînes composées. — Mais nous n'avons encore examiné que les

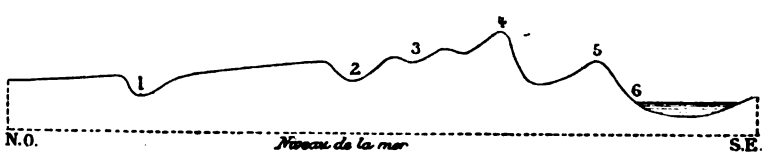

Fig. 11. — Profil transversal du Jura passant par la Chaux-de-Fonds et Neuchâtel

Échelle { des longueurs $\frac{1}{100\,000}$ / des hauteurs $\frac{1}{100\,000}$

1, Dessoubre, Riv. — 2, Doubs, Riv. (705m). — 3, La Chaux-de-Fonds (992m). — 4, Mont Racine (1442m). 5, Chaumont (1176m). — 6, Neuchâtel (435m).

circonstances propres aux chaînes simples; l'étude des chaînes multiples va nous fournir des enseignements non moins caractéristiques.

Digitized by Google

Les figures 11 et 12 représentent deux profils du Jura, pris transversalement à la direction générale de la chaîne. On y peut constater, d'abord que la crête

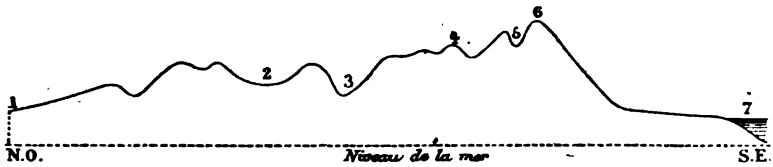

Fig. 12. — Profil transversal du Jura entre la vallée de l'Ain et le lac de Genève, passant par la Dôle.

Échelle { des longueurs $\frac{1}{500}\frac{1}{000}$ / des hauteurs $\frac{1}{100}\frac{1}{000}$

1, Vallée de l'Ain (445m). — 2, Lac de l'Abbaye (819m). — 3, Vallée de la Bienne. — 4, Mont Fier (1375m). 5, Vallée des Dappes (1251m). — 6, La Dôle (1678m). — 7, Lac de Genève (375m).

culminante, loin d'occuper une position centrale, est à l'extrémité orientale, tout contre la dépression des lacs de Neuchâtel et de Genève, ensuite que chacune des rides dont l'ensemble forme la chaîne jurassique a généralement son versant oriental beaucoup plus raide que l'autre.

Une coupe dirigée à travers le Mont Blanc nous revèlerait une constitution semblable; là encore les versants tournés vers le sud-est sont sensiblement plus raides que ceux qui regardent le nord-ouest. La même chose s'observe dans les Alpes françaises, où le massif de Grenoble et celui du mont Viso présentent un versant sud-est plus incliné que le versant nord-ouest. Ainsi une coupe menée de Voiron au pic de Belledonne offre une pente graduelle par laquelle on s'élève de 300 à 2087 mètres, jusqu'à la crête de la Grande-Chartreuse; de là une chute brusque ramène de 2087 à 250 mètres dans la vallée de l'Isère; puis, par une ascension modérée, on atteint 3000 mètres au pic de Belledonne, pour retomber rapidement à 1600 mètres à Sables. En continuant la coupe, on atteindrait les hauteurs des Grandes Rousses (3478 mètres) et du Pelvoux (4103 mètres) au-delà desquelles il suffirait d'une pente de peu d'étendue horizontale pour ramener à 1800 mètres à Briançon (fig. 13).

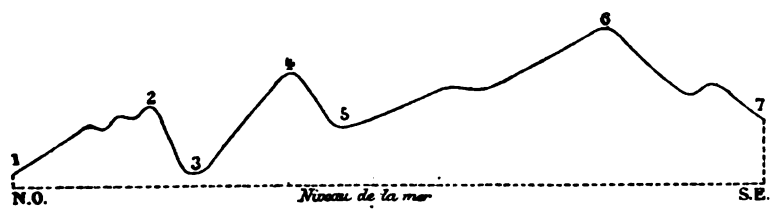

Fig. 13. — Profil des Alpes dauphinoises de Voiron à Briançon. — 1, Voiron. — 2, Pic de Chamachaude (2087m). — 3, L'Isère à Grenoble. — 4, Pic de Belledonne (2981m). — 5, Sables. — 6, Mont Pelvoux (4103m). — 7, Briançon. — (Les hauteurs ont été exagérées sept fois).

Ce n'est pas seulement dans les pays de montagnes que l'on constate cette dissymétrie dans le profil des accidents de la croûte terrestre. Il est des régions, que leur faible altitude ferait plutôt ranger dans les pays de plaines ou de collines et qui n'en offrent pas moins, dans la disposition générale de leurs pentes,

Digitized by Google

une dissymétrie facile à mettre en évidence quand on fait abstraction des inégalités produites par les vallées d'érosion. C'est ainsi que le diagramme de la figure 14 montre comment, entre le Havre et l'Artois, le profil d'ensemble du terrain comporte, sur les versants inclinés au sud-ouest, une pente beaucoup plus faible que celle des versants tournés vers le nord-est. Cette différence éclate surtout aux yeux quand, sur une carte au 500 000e, on étudie la distribution des courbes de niveau de 25 en 25 mètres. Partout, sur le flanc nord des ridements, les courbes sont beaucoup plus rapprochées les unes des autres que sur le flanc méridional.

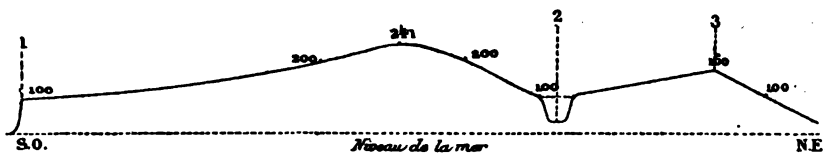

Fig. 14. — Diagramme indiquant la disposition générale des pentes du sol de la vallée de la Seine à l'Artois. — 1, Le Havre. — 2, Amiens. — 3, Crête de l'Artois.

Il est donc permis de dire que partout où le relief du sol porte l'empreinte d'une cause générale, supérieure à la simple action des agents atmosphériques et des rivières, et qui a fait naître à la surface de l'écorce des rides façonnées en forme de chaînes, le trait dominant de ces chaînes consiste en ce que leur crête n'occupe pas une position centrale. De plus, quand il y a plusieurs chaînes parallèles entre elles, elles forment ordinairement une série d'échelons, s'élevant progressivement jusqu'à la crête principale, située à l'extrémité de la série, de telle sorte que l'ensemble offre à peu près le profil d'une *crémaillère* ou d'une *lame de scie inclinée*.

Profil des rides océaniques. — L'étude de la disposition du relief à la surface du globe ne serait pas complète si l'on négligeait d'y comprendre ce que nous avons appelé les *parties négatives* de ce relief, c'est-à-dire celles dont les inégalités sont masquées par la nappe océanique. Cette étude, dont quelques éléments à peine avaient été réunis il y a peu d'années, est aujourd'hui assez avancée, grâce au progrès des explorations sous-marines, pour qu'il soit possible d'en tirer quelques lumières.

En premier lieu, de même que les hautes chaînes de montagnes n'occupent jamais, dans les continents, une position centrale, de même les plus grandes profondeurs de l'Océan, au lieu d'être situées au large, dans la partie médiane des dépressions maritimes, sont presque toujours concentrées auprès des côtes ou des chaînes d'îles.

Ainsi l'axe de l'Atlantique septentrional est occupé par un plateau sous-marin allongé, dont la profondeur n'excède jamais 1800 mètres et qui se relève assez, sous le 40e parallèle, pour laisser apparaître à la surface l'archipel des Açores. A l'ouest de ce plateau se développe une dépression longitudinale, atteignant

Digitized by Google

jusqu'à 5500 mètres et composée de deux versants très inégaux, l'un en pente douce depuis les Açores, l'autre abrupt, tout près de la côte nord-est des États-Unis. A cette dépression s'en rattache une autre, d'importance au moins égale, qui longe immédiatement la chaîne des Antilles, de telle sorte que la plus grande profondeur de tout l'océan Atlantique, celle de 7100 mètres, obtenue dans cette dépression par les sondages du *Challenger*, existe non au large, mais tout contre l'île de Saint-Thomas. Il en résulte que la ligne des Antilles doit être considérée comme la crête, à peine émergée en ses points culminants, d'une chaîne de montagnes qui, inclinée en pente très douce vers le littoral américain, plonge brusquement, au contraire, vers la dépression atlantique.

La même chose est vraie du Pacifique, où les îles Mariannes, à l'ouest desquelles la mer s'abaisse en pente modérée, sont immédiatement bordées à l'est par une fosse profonde; ces îles ne représentent donc que la crête du versant brusquement incliné d'une ride, le plus souvent immergée dans sa totalité, et qui forme du nord au sud, sur plus de vingt-cinq degrés de longitude, le prolongement exact du Japon septentrional et de l'île Sakhalin.

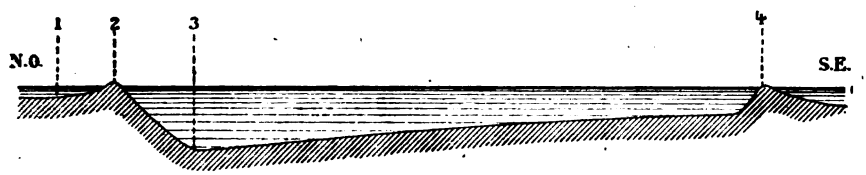

Fig. 15. — Coupe dirigée du N.O. au S.E. à travers le Pacifique septentrional, des îles Kouriles au groupe des îles Sandwich. — 1, Mer d'Okhotsk. — 2, Ile Urup (Kouriles). — 3, Maximum de profondeur (8540m) — 4, Ile Crespo.

Échelles { des longueurs $\frac{1}{37\,800\,000}$; des profondeurs $\frac{1}{1\,000\,000}$

Mais c'est surtout le long des îles Kouriles que cette position excentrique des grandes profondeurs est le mieux marquée (fig. 15). En effet, immédiatement contre ces îles, la sonde atteint des fonds de 8000 à 8500 mètres, c'est-à-dire les chiffres les plus extrêmes qui aient été authentiquement obtenus dans le Pacifique. Or cette zone de fonds supérieurs à 7000 mètres ne s'étend pas au delà de six cents kilomètres en avant des Kouriles et, partout ailleurs, le Grand Océan offre des profondeurs beaucoup plus modérées. Il suffit d'ailleurs de jeter les yeux sur une carte des fonds de mer, telle que celle de M. Berghaus dans l'Atlas de Stieler (1878), ou encore celle de M. Richard Andree, pour être frappé de ce fait, que *toutes les grandes profondeurs du Pacifique sont concentrées le long de la côte asiatique ou au milieu de l'Archipel polynésien*, formant comme autant de fosses entourées de chaînes d'îles, tandis que *pas une seule* ne se rencontre dans l'immense espace compris, d'une part entre la Terre-de-Feu, la Nouvelle-Zélande et l'archipel de Paumotou; d'autre part entre ce point, les îles Sandwich et l'Amérique. Ainsi, les fonds supérieurs à 3000 brasses (5500m) forment : la grande *fosse* dite *du Tuscarora*, entre les îles Sandwich et le groupe des Kouriles

Digitized by Google

et des Aléoutiennes, avec un appendice longitudinal, à angle droit sur l'ensemble, entre la chaîne des Sandwich et l'Archipel Anson; les *fosses Ammen* et *Belknap*, entre les Sandwich et les îles équatoriales à guano; la *fosse Miller*, entre ces dernières et les îles du Phénix, que la *fosse Hilgard* sépare des îles Gilbert; enfin la *fosse du Challenger*, entre les îles Mariannes, les Carolines et les îles Marshall, avec une sorte d'ombilic latéral à 8400^{m} au milieu d'un groupe d'îlots qui l'entoure presque de toutes parts.

De plus, si la sonde n'atteint pas, contre la côte américaine, des profondeurs comparables à celles de la partie occidentale du Pacifique, il n'en est pas moins vrai que, le long du littoral du Chili et du Pérou, règne un chenal plus profond que tout ce qui s'étend à l'ouest : on peut donc dire que le talus brusque de la chaîne des Andes se continue sous la mer et que le fond du chenal en question forme une arête en creux, inverse de l'arête culminante de la Cordillère.

Sans vouloir multiplier ces exemples outre mesure, il convient encore d'indiquer que la Méditerranée offre, sur la côte de l'Algérie, c'est-à-dire faisant suite au versant septentrional de l'Atlas, une pente incomparablement plus rapide que celle des fonds voisins de la côte espagnole. De plus, la chaîne sous-marine qui relie l'Afrique à l'Italie par Malte et la Sicile n'offre, sur son versant occidental, que des profondeurs modérées, tandis que, sur son versant oriental, on passe brusquement de 365 mètres à 3000 et même 3500 mètres.

Enfin, dans le golfe de Biscaye, la plate-forme sous-marine si accentuée qui, faisant le tour des Iles Britanniques et de la France, prolonge assez loin au large le domaine continental, cesse brusquement à partir de Biarritz et tout le long de la côte espagnole, c'est-à-dire en prolongement du pied de la chaîne pyrénéenne, la sonde atteint de suite les grands fonds. Les récentes recherches du *Travailleur* ont même permis de constater, dans ces parages, surtout au nord de Santander et du cap Machichaco, des pentes abruptes et des falaises sous-marines presque verticales (1).

Loi générale de la dissymétrie du relief terrestre. — Il est donc permis de dire, d'une part, que les grandes profondeurs des mers occupent, comme les saillies continentales, une position généralement excentrique relativement à l'ensemble dont elles font partie; d'autre part que le profil de ces dépressions est toujours dissymétrique, se composant de deux versants, dont le plus abrupt est celui qui se rattache immédiatement à un rivage ou à une chaîne d'îles.

De là résultent plusieurs conséquences importantes. En premier lieu, pas plus que les continents, les océans ne sont des unités homogènes. Chacun d'eux se compose de dépressions en quelque sorte indépendantes, formant comme autant de compartiments qui n'ont souvent d'autre caractère commun que d'être, en tous leurs points, au-dessous de la surface de la mer. Parmi ces compartiments, les uns sont franchement océaniques; d'autres, comme ces mers intérieures si

(1) Alph. Milne-Edwards : *Assoc. scientifique*, août 1880.

Digitized by Google

profondes entre lesquelles se divise l'archipel polynésien, ont leurs limites en partie émergées. Ils représentent donc exactement ce que serait aujourd'hui le bassin de l'Utah, par exemple, si l'Amérique, venant à s'affaisser sous les eaux, ne laissait plus apparaître que les cimes culminantes des Montagnes Rocheuses et des Monts des Cascades. Ou, pour parler plus exactement, c'est plutôt le bassin de l'Utah qui doit nous donner l'idée de ce que deviendraient les mers intérieures si les rides qui les enserrent s'élevaient de quelques milliers de mètres au-dessus de leur niveau actuel.

En second lieu, la dissymétrie des versants, dans les dépressions maritimes, est exactement la contre-partie de celle qui caractérise les rides continentales. Les unes complètent les autres et leur étude simultanée est propre à éclairer d'une vive lumière les conditions de leur formation. En effet, d'après ce que nous avons vu, toute grande dépression maritime est, ou bien le pied d'une chaîne de montagnes existante, comme le chenal de Valparaiso est le pied de la chaîne des Andes, ou celui d'une ligne de relief encore immergée, comme la grande fosse du Pacifique est le pied du versant dont les îles Kouriles forment la crête. On n'aurait ainsi qu'une idée incomplète du relief du globe si on se bornait à l'étude des rides continentales. Les lignes de hauteurs doivent être considérées en elles-mêmes, abstraction faite de la saillie qu'elles forment au-dessus de la nappe océanique, dont l'existence ne sert, à ce point de vue, qu'à accentuer le caractère des dépressions, sans créer pour cela deux domaines distincts en ce qui concerne le relief.

Nous pouvons donc maintenant, en nous fondant sur tout ce qui précède, donner de ce relief une formule générale et dire : *Toute grande ligne de hauteurs, émergée ou non, est une arête saillante formée par l'intersection de deux versants inégalement inclinés. Le plus abrupt plonge vers une grande dépression, habituellement occupée par la mer; le moins raide s'abaisse doucement, sous la forme d'ondulations successives, vers une dépression moins marquée, qui le plus souvent peut rester continentale. Le pied du versant abrupt est l'arête en creux d'une intersection inverse de la première et dont le talus à pente modérée remonte peu à peu jusqu'aux régions de profondeur moyenne des océans.* C'est ce qu'exprime le diagramme de la figure 16.

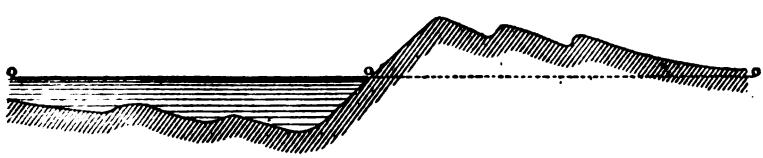

Fig. 16. — Diagramme représentant la disposition réciproque des saillies continentales et des dépressions océaniques. — O.O. niveau de la mer.

Or ce diagramme qui ne fait que traduire, en le dégageant des détails secondaires, un fait à la connaissance duquel l'observation pure nous conduit, sug-

Digitized by Google

gère immédiatement une réflexion. Le profil qu'il met en évidence est exactement celui que doit prendre une étoffe mal soutenue ou une lame flexible lorsque les deux extrémités qui l'encastrent sont obligées de se rapprocher par l'effet d'une compression latérale. Dès lors et sans qu'il soit nécessaire de recourir à aucune hypothèse sur la constitution interne du globe, on peut dire que *sa surface se comporte, dans ses grandes lignes, comme si elle avait été soumise à de puissantes actions de refoulement.*

Cette conception est encore justifiée, dans le détail, par l'étude de ces rides parallèles qui, d'ordinaire, précèdent la crête culminante d'une haute chaîne, affectant toutes, comme nous l'avons fait voir, le profil d'une crémaillère inclinée. L'idée d'un refoulement latéral s'impose donc, dirons-nous, par le spectacle des grandes lignes de relief du globe, et comme le bon sens indique qu'un tel refoulement ne peut avoir sa source que dans l'écrasement et la descente en masse de l'écorce, nous voilà ramenés, par une voie tout à fait indépendante, à la notion d'un noyau fluide qui se contracte en perdant de sa chaleur.

§ 5

DÉTAILS DU RELIEF TERRESTRE

L'étude qui vient de nous occuper n'avait trait qu'aux grandes lignes du relief terrestre. Mais il est d'autres enseignements utiles qu'on peut tirer de la considération des accidents secondaires de la surface du globe et la liaison de ces détails avec la constitution géologique du sous-sol est trop intime pour qu'il n'en soit pas ici fait mention.

Caractères extérieurs des lignes orographiques. — En premier lieu, il s'en faut de beaucoup que toutes les chaînes de montagnes affectent les mêmes caractères extérieurs. Les unes, comme le Jura, offrent une série de crêtes parallèles, d'altitude sensiblement constante, se dessinant sur l'horizon par des lignes droites dont aucune saillie ne vient interrompre la continuité. D'autres, comme les Pyrénées, forment une muraille assez régulière, couronnée par une série de protubérances plus ou moins aiguës, sans que l'altitude de ces cimes dépasse beaucoup celle de la crête qui les porte, et à laquelle leur présence donne, en quelque sorte, l'aspect d'une lame de scie. D'autres fois encore, par exemple dans les Alpes suisses, les parties culminantes se divisent en massifs assez largement étalés, servant de piédestal à des pics gigantesques qui, comme le Finsteraarhorn, dressent dans les airs, à plus de quinze cents mètres au-dessus du plateau de neige d'où ils s'élancent, leurs sommets aux formes d'une hardiesse incomparable. Il est des chaînes dont la crête est un plateau séparant les unes des autres des cimes aux contours remarquablement arrondis. C'est le cas des Vosges, avec leurs *Ballons* caractéristiques. Enfin d'autres chaînes encore appa-

Digitized by Google

raissent de loin, comme celle des Puys d'Auvergne, divisées en éminences indépendantes, semblables à d'immenses taupinières et dont le caractère volcanique ne saurait échapper à l'œil même le moins exercé. Tantôt l'observateur cherche en vain, sur la ligne de crête des montagnes, des découpures tranchées, qui rompent la monotonie des lignes; tantôt, comme dans le massif du Mont Blanc, les contours des aiguilles sont déchiquetés au point de revêtir une apparence fantastique. Depuis la régularité géométrique du cône du Cotopaxi jusqu'au profil hardi et capricieux du Mont Cervin, depuis les *dômes* des environs de Clermont jusqu'aux flèches aiguës des Roches Tuilière et Sanadoire, il n'est pas de variété de forme qui ne soit représentée dans la nature et chacune d'elles trouve sa raison d'être, soit dans la constitution même du massif auquel elle s'applique, soit dans le mode particulier d'actions dynamiques qui a présidé à la naissance de la chaîne. L'analyse détaillée de ces variétés serait donc ici prématurée; mais du moins il convenait d'indiquer la valeur de ces différences extérieures, dont on ne saurait, à aucun degré, chercher la cause dans le caprice des agents atmosphériques. S'il est vrai qu'on doive imputer à ces agents l'isolement actuel de la plupart des cimes, d'un autre côté il faut reconnaître que leur œuvre s'est le plus souvent bornée à accentuer les détails d'une architecture interne variable avec chaque nature de massif. Ici le granite, se réduisant en arène, a donné des croupes arrondies, jonchées de blocs qui représentent les nodules les plus durs de la masse. Ailleurs la roche s'est débitée suivant les fissures naturelles dont elle était parsemée, de telle sorte que les escarpements offrent une structure prismatique ou ruiniforme accentuée. Partout donc les formes des montagnes sont intimement liées à leur constitution intérieure et la variété d'aspects qui en résulte n'est que la traduction d'un ordre de faits dont la connaissance rentre essentiellement dans les attributions du géologue.

Caractères des régions peu accidentées. — Si, de la considération des montagnes, nous descendons à celle des parties plates de l'écorce terrestre, il faudra distinguer les *dépressions* proprement dites, qu'elles soient intérieures ou littorales et les *plateaux* qui, sur un ou plusieurs côtés, dominent sensiblement les régions environnantes. Le caractère des *pays bas* ou dépressions, c'est que les cours d'eau y circulent à peu près à fleur de terre, tandis que le système hydrographique des plateaux consiste en entailles, souvent très profondes, où l'eau s'écoule à un niveau très inférieur. Dans les dépressions, il est aisé de reconnaître d'anciens fonds de lacs ou des mers desséchées. Quant aux plateaux et aux terrasses, il importe de savoir y distinguer plusieurs variétés bien distinctes. Tantôt ce sont de larges surfaces mamelonnées, dont le niveau moyen se maintient sensiblement constant ou du moins dont toutes les hauteurs sont à peu près tangentes à un même plan presque horizontal, sans que pourtant on y puisse trouver une surface plane d'une étendue appréciable. C'est le cas de ce qu'on appelle en France le *Plateau central*, notamment dans le Limousin. Tantôt il

Digitized by Google

s'agit bien d'une surface réellement plane, dans le détail comme dans l'ensemble, où le regard s'étend à perte de vue aussi loin que le permet la courbure du sphéroïde terrestre; ainsi pour la Brie et la Beauce, ou bien encore pour les *causses* de l'Aveyron. Dans ce cas, on trouvera toujours que ce plan uniforme s'appuie sur une couche régulière d'une roche dure, contre laquelle sont venus s'arrêter les efforts des érosions de surface. Que cette couche soit une assise calcaire du terrain jurassique ou du terrain tertiaire, ou que ce soit une nappe de basalte formant une immense coulée au-dessus d'un massif de micaschistes, c'est toujours à la Géologie qu'il appartiendra de définir la cause de ces différences.

Elle seule aussi pourra rendre compte de la disposition remarquable que présentent certains pays, comme la France entre Paris et les Vosges, où le sol, aussi bien par son relief que par l'ensemble de ses caractères, peut se diviser en zones concentriques, dont chacune, inclinée vers le centre et butant contre le pied d'une falaise circulaire, se relève vers l'extérieur, où elle forme la crête d'une autre falaise parallèle à la première. Quand on aura prouvé que chacune de ces zones est aussi étroitement définie au point de vue géologique qu'elle peut l'être au point de vue physique, il ne sera plus possible de méconnaître que la surface du globe porte partout, gravée en caractères ineffaçables, l'empreinte des phénomènes d'un lointain passé.

Particularités des cours d'eau. — Cette empreinte n'est pas moins nette dans le parcours de la plupart des grands fleuves. Combien n'y a-t-il pas, dans leurs vallées, de portions dont l'allure révèle au premier coup d'œil l'intervention d'une cause profonde? Quand le Rhône, au pied de l'Oberland, trace dans le Valais ces deux sillons à angle droit, se croisant à Martigny; quand, au sortir du lac de Genève, il se fraye une issue, dans le Jura méridional, à travers des gorges étroites et profondes; quand le Rhin entre Bingen et Coblentz, la Meuse entre Mézières et Namur, s'ouvrent de force un passage à travers des massifs de haut relief, alors qu'il leur serait loisible de se jeter de côté pour éviter cette rude traversée, qui pourrait hésiter à reconnaître une cause bien autrement générale que l'action de la goutte d'eau qui creuse son lit? Qui donc enfin voudrait revendiquer au profit exclusif des agents extérieurs un phénomène comme celui de la mer Morte, où un cours d'eau insignifiant vient se jeter dans une dépression lacustre dont la surface est déjà à plus de 360 mètres au-dessous du niveau de la mer?

Ce n'est pas seulement dans les grands fleuves que s'observe cette sorte d'indépendance du régime hydrographique vis-à-vis du relief. Telle région est parcourue par une infinité de cours d'eau, la plupart susceptibles de tarir en été, tandis qu'à côté et, dans des conditions en apparence identiques au point de vue de l'altitude, une autre ne livre passage qu'à un très petit nombre de rivières, remarquables par la permanence de leur régime. Dans le seul bassin de Paris, la Seine passe plusieurs fois par des alternatives de ce genre, uniquement expli-

Digitized by Google

cables par la constitution du sous-sol. De plus, sa sortie vers la mer s'accomplit à travers un plateau élevé, à l'aide d'une coupure profonde, dirigée suivant une ligne droite autour de laquelle les méandres du fleuve ne font que serpenter.

Conclusions. — On peut donc dire qu'un pays de quelque étendue se partage toujours, pour ce qui concerne le relief, en régions naturelles dont chacune offre des caractères constants, susceptibles de se révéler à la seule inspection d'une carte topographique bien faite. Dans chaque région, la concordance du régime hydrographique de détail avec la forme du sol est complète; mais comme ces compartiments ne sont eux-mêmes que des fractions d'un ensemble qui a sa pente moyenne et dont le régime est commandé par diverses circonstances, parmi lesquelles plusieurs ont une source tout à fait extérieure, il en résulte, pour les grandes artères fluviales, l'obligation de déroger souvent aux conditions propres à chacune des régions qu'elles traversent. Or la manière dont s'accomplissent ces dérogations prouve que, la plupart du temps, elles ont dû être facilitées par l'intervention de quelque cause interne. Ainsi, tandis que la Géologie de surface est nécessaire pour comprendre la division du sol en compartiments homogènes, ce qu'on peut appeler la Géologie profonde ne l'est pas moins pour rendre compte de la mutuelle association de ces divers éléments.

En résumé, s'il est possible à un observateur attentif de démêler, sans le secours d'aucune science spéciale, les traits généraux de la forme de la surface terrestre : si même, par un patient travail d'analyse, il peut aspirer à classer, suivant leur espèce, toutes les variétés dont cette forme extérieure est susceptible, il ne saurait poursuivre un tel travail sans être, à chaque instant, ramené par l'évidence à la notion du passé. Par suite, pour rendre compte, avec une rigueur suffisante, des formes actuelles du globe, il ne faudra pas seulement attendre que l'étude de la dynamique externe nous ait familiarisés avec le mode d'action des agents atmosphériques et des rivières; il faudra encore qu'une connaissance approfondie des diverses régions de la terre nous ait appris dans quelle mesure le travail de ces agents peut être commandé par les circonstances antérieures. Nous ne pouvions donc ici qu'effleurer le sujet du relief du globe. Du moins croyons-nous en avoir assez dit pour justifier la part qu'il nous a paru légitime de faire, dans un traité de Géologie, à des études de pure géographie physique.

Digitized by Google

DEUXIÈME SECTION

PHYSIOGRAPHIE

Sous le titre de Physiographie, nous comprenons l'étude des conditions physiques et physiologiques de l'époque actuelle. La première de ces conditions, celle qui détermine tous les détails de ce qu'on peut appeler la physionomie extérieure du globe, et de laquelle dépend l'existence des êtres organisés, est la chaleur. Nous devons donc commencer par nous rendre compte de la manière dont cette chaleur se trouve répartie entre les diverses portions de la surface terrestre.

CHAPITRE I

RÉPARTITION DE LA CHALEUR A LA SURFACE DU GLOBE

§ 1

CONDITIONS GÉNÉRALES DE LA TEMPÉRATURE TERRESTRE

Sources de la chaleur terrestre. — L'état calorifique existant, à un moment donné, sur la surface du globe, ne peut être influencé que par deux sources d'énergie qui sont : d'une part, l'ensemble des radiations envoyées par le soleil et les différents astres ; de l'autre, la chaleur interne, se répandant directement au dehors par les phénomènes volcaniques ou se transmettant par conductibilité à travers l'écorce solide. Or l'influence calorifique des volcans est strictement limitée à leur voisinage immédiat et nous verrons plus tard qu'elle est assez faible pour ne pouvoir même pas, la plupart du temps, débarrasser les grands cônes volcaniques du manteau de neige qui recouvre leur cime. De plus, on a calculé qu'à l'heure présente, le flux de chaleur qui traverse l'écorce ne saurait contribuer pour plus de $\frac{1}{30}$ de degré à l'entretien de la température extérieure. C'est d'ailleurs, à peu de chose près, une influence constante, quel que soit le lieu observé. Nous pouvons donc, dans l'étude du mode de répartition de la chaleur à la surface du globe, faire complètement abstraction de la chaleur interne et nous borner à considérer ce qui vient de l'espace extérieur.

Ce qu'on appelle assez improprement la température de l'espace, c'est-à-dire l'effet thermique des radiations stellaires, est extrêmement difficile à apprécier ;

Digitized by Google

car, dans quelques conditions qu'on se place, il est malaisé de fixer exactement ce qui revient en propre au rayonnement de l'atmosphère. Néanmoins il semble résulter des expériences des physiciens que la température dont la terre bénéficierait sous la seule influence des radiations stellaires est fort au-dessus de celle qui correspond, pour les gaz, à cet état calorifique nul, qu'on désigne sous le nom de *zéro absolu* et qui est exprimé par 273° C. au-dessous de zéro. Pouillet estimait cette température à — 142°. Cela veut dire que les radiations stellaires suffiraient pour amener notre globe à 131° au-dessus du zéro absolu. Cette quantité est fort loin d'être négligeable ; car si on évalue à + 10° C. la température moyenne de tout le globe, l'action solaire aurait pour effet d'augmenter de 142° + 10° = 152° l'effet thermique déjà produit par l'espace : or le rapport de 131 à 152 est celui de 86 à 100, d'où résulte cette conclusion, en apparence bien paradoxale, que l'effet thermique des espaces stellaires serait égal à 86 °/₀ de celui du soleil. Pour atténuer l'étrangeté de cette proposition, observons que le soleil n'occupant pour nous que les 5 millionièmes de la voute céleste, doit, pour produire le même effet, envoyer deux cent mille fois plus de chaleur que l'espace.

L'action calorifique de l'espace doit varier avec le nombre et l'éclat des constellations qui passent, à un moment donné, au-dessus de l'horizon d'un lieu. Toutefois les mesures précises faisant défaut à cet égard, nous considérerons l'influence de l'espace comme une sorte de facteur constant, applicable à l'ensemble du globe et dont, par suite, il est permis de ne pas s'occuper, au moins jusqu'à nouvel ordre, dans l'étude des variations de la température sur la surface terrestre.

Il ne nous reste donc plus à considérer que l'influence solaire. Les expériences de Pouillet avaient conduit ce savant à admettre qu'aux limites de l'atmosphère terrestre, le soleil envoyait, par minute, sur chaque centimètre carré normal aux rayons incidents, un nombre de calories égal à $\frac{1,76}{1000}$. Depuis, M. Crova a porté ce chiffre à $\frac{2}{1000}$ (1). Admettons cette dernière valeur. Il en résulterait que la surface entière du grand cercle d'illumination recevrait, par minute, un nombre de calories égal à

$$\frac{2\pi r^2}{1000}$$

r étant le rayon terrestre exprimé en centimètres.

Or une calorie équivaut à 425 kilogrammètres; en divisant par 60 pour avoir le nombre de kilogrammètres produits par seconde, on aura

$$\frac{2\pi r^2 \times 425}{60 \times 1000.}$$

et ce chiffre divisé par 75, donnera le nombre de chevaux-vapeur auquel équivaut

(1) *Comptes rendus*, LXXXI, 1205.

Digitized by Google

l'énergie calorifique du soleil. On trouve ainsi que cet astre représente pour nous une force de plus de 200 trillions de chevaux-vapeur, uniquement appliquée à notre globe.

Mais toute la puissance du soleil n'est pas contenue dans ce chiffre; car les radiations ultraviolettes, qui ne se traduisent pas directement en chaleur, donnent lieu à des actions chimiques dont chacune représente un travail réel. De plus la lumière a son action propre, indépendamment de l'effet thermique des rayons. Le nombre auquel nous venons d'arriver ne représente donc qu'un minimum en ce qui concerne l'évaluation de la puissance vive réellement contenue dans le faisceau solaire.

Absorption atmosphérique. — Occupons-nous maintenant de la distribution de la chaleur à la surface du globe.

En premier lieu, une partie de la chaleur solaire est absorbée par l'atmosphère terrestre, qu'elle est obligée de traverser sous une épaisseur d'autant plus grande que les rayons arrivent plus obliquement. Cette absorption est d'ailleurs variable avec le degré de pureté de l'atmosphère.

D'après Pouillet, l'atmosphère, supposée pure, absorberait, sous une incidence normale, de 18 à 25 % des radiations calorifiques ; en tenant compte de l'obliquité, le même auteur admettait que, en moyenne, l'hémisphère éclairé recevait seulement de 50 à 60 % de la chaleur envoyée.

Les expériences actinométriques instituées à l'observatoire de Montsouris ont montré que, à midi, sous la latitude de Paris, l'absorption atmosphérique varie, suivant les mois, entre 43,6 et 13,7 %. Elle est, en moyenne, de 20,72, ces chiffres étant relatifs à l'atmosphère pure. Si, au lieu de midi, on considère la journée entière, la moyenne de l'absorption est de 45,20 %, ses limites extrêmes étant 68,7 (en décembre 1874) et 23,3 (juin 1875). Enfin l'influence des nuages et des vapeurs, nuisible quand ils s'interposent entre le soleil et la terre, bienfaisante au contraire quand ils nous renvoient, par réflexion, des radiations qui ne nous étaient pas destinées, réduit, en moyenne, le degré actinométrique à la moitié de sa valeur. Au total, la surface terrestre ne reçoit, à Paris, que 29 % de la chaleur versée par le soleil aux limites de l'atmosphère.

D'après cela, dans des conditions climatériques qu'on peut considérer comme moyennes, la part qui revient aux nuages, dans l'absorption des rayons calorifiques, est égale à celle de l'atmosphère elle-même. Or l'abondance des nuages et des vapeurs, en un lieu déterminé, dépend, à un haut degré, des circonstances géographiques de la contrée, de la distribution relative des terres et des eaux, du relief du sol, de sa constitution propre. Toutes ces circonstances sont étroitement liées aux phénomènes géologiques qui ont successivement altéré l'uniformité primitive de notre sphéroïde. Ainsi, dès le début de l'étude de la Physiographie, l'influence du passé se révèle à nous par l'incontestable direction qu'elle imprime à l'activité du présent.

Quant à l'absorption qu'on peut considérer comme propre à l'atmosphère, elle

Digitized by Google

dépend à la fois de sa masse et de sa composition. Si donc cette composition a varié dans le cours des âges, la faculté absorbante a dû s'en ressentir, de telle sorte que sa valeur actuelle est spéciale aux conditions présentes du milieu respirable qui nous entoure. Elle serait tout autre si, par exemple, la proportion d'acide carbonique était notablement supérieure à ce qu'elle est de nos jours.

Action régulatrice de l'atmosphère et de la vapeur d'eau. — Si l'absorption atmosphérique intercepte au passage une partie notable de l'énergie calorifique envoyée à la terre, il s'en faut de beaucoup que cette portion soit perdue pour la surface du globe. Bien au contraire, l'atmosphère se comporte, à l'égard de cette surface, à la fois comme un *réservoir* de chaleur et comme un *régulateur* de température.

En effet, les molécules atmosphériques, une fois échauffées, envoient par rayonnement tout autour d'elles la chaleur qu'elles ont absorbée et en font profiter les corps qu'elles environnent. Cette action est d'autant mieux marquée que l'atmosphère est plus dense et c'est pour cette raison qu'aux basses altitudes, la température du milieu est toujours plus élevée que sur les montagnes. Au voisinage des cimes, bien qu'on soit plus près de la source calorifique, des rayons brûlants, capables d'échauffer très fortement la boule noircie d'un thermomètre, ne produisent dans le milieu atmosphérique qu'une élévation de température insignifiante, parce que, en raison de sa raréfaction, l'air *transmet* simplement la chaleur sans pouvoir l'absorber, ni, par conséquent, la distribuer par rayonnement autour de lui.

Le pouvoir absorbant de l'atmosphère est notablement augmenté par la présence de la vapeur d'eau et de l'acide carbonique. La proportion de ce dernier gaz dans l'air est assez constante et varie entre 3 et 6 dix-millièmes. Quant à la vapeur d'eau, il en existe normalement de 20 à 25 grammes par mètre cube dans la zone torride, de 10 à 12 grammes en France et quelquefois 1 gramme seulement au sommet des hautes montagnes.

Mais la vapeur d'eau jouit encore d'une autre propriété : celle de transformer les radiations, à la fois *calorifiques* et *lumineuses*, qui la traversent, en radiations *obscures*, pour lesquelles elle devient opaque ou *athermane*. De cette façon, au lieu de retourner dans l'espace, après réflexion sur les corps terrestres, une partie des radiations solaires est maintenue et emmagasinée dans l'atmosphère par la seule action de la vapeur d'eau.

Ce rôle de réservoir sera d'autant plus manifeste que l'air sera plus voisin de l'état de saturation; c'est donc dans le voisinage immédiat de la surface des mers qu'il s'exercera avec le plus d'intensité.

L'action *régulatrice* de l'atmosphère résulte d'abord de ce qu'elle accumule dans sa masse, très homogène, très mobile et partout répandue, une chaleur dont la source, en un point donné de la terre, varie à chaque instant d'intensité. L'atmosphère sert donc d'intermédiaire, en quelque sorte élastique, entre cette source variable et la surface terrestre. De plus, l'inégal échauffement de

Digitized by Google

masses d'air voisines fait naître dans leur sein des mouvements, par suite desquels la chaleur accumulée sur un point se transporte dans des régions où son influence directe n'aurait pas pu se faire sentir. Enfin, sous l'action des rayons solaires, l'atmosphère se dilate, absorbant dans ce travail une certaine quantité d'énergie. La contraction qui survient à la chute du jour rend cette énergie de nouveau disponible et ainsi se trouve atténuée, dans une certaine mesure, la différence du jour et de la nuit. La condensation de la vapeur d'eau, qui se produit aussi dans ces conditions, agit dans le même sens et d'une façon encore plus marquée, en raison de la grande quantité de chaleur latente que la formation de cette vapeur avait absorbée.

De même que le pouvoir absorbant de l'atmosphère, son pouvoir régulateur est lié à sa masse et à sa densité. Une atmosphère plus épaisse, plus chargée d'acide carbonique et saturée de vapeur d'eau serait donc pour la terre un précieux instrument d'atténuation des différences climatériques.

Inégal échauffement de la terre ferme et de l'océan. — Une fois que les rayons solaires ont traversé l'atmosphère, ils arrivent à la surface terrestre, qui absorbe la chaleur pour la répandre ensuite autour d'elle par rayonnement. Cette influence ne se fait jamais sentir jusqu'à une grande profondeur; elle se concentre, en raison de la mauvaise conductibilité du sol, dans les couches immédiatement voisines de la surface. Ainsi, à Paris, on calcule que la chaleur met 38 jours à traverser une tranche du sol de 1 mètre d'épaisseur et les variations du thermomètre y deviennent insensibles au delà de dix mètres de profondeur. La portion de l'écorce qui est accessible aux actions calorifiques extérieures est donc très faible et ne peut par conséquent jouer un rôle de régulateur bien accentué. Pour ce motif, la terre s'échauffe rapidement en été, se refroidit très vite en hiver et cela, d'une manière différente suivant la texture du sol et sa composition minéralogique.

Cette provision de chaleur ou de froid, rapidement emmagasinée dans les tranches superficielles du sol, réagit sur l'atmosphère ambiante. En été, la terre échauffée durant tout le jour, sans que rien soit venu modérer l'effet thermique des rayons solaires, émet de la chaleur pendant la nuit. En hiver, si elle vient à se couvrir de neige, ce blanc manteau absorbe désormais à son profit toute l'énergie calorifique et la température de l'air ne peut plus s'élever aussi longtemps qu'il reste de la neige à fondre. Aussi peut-on dire que la terre ferme a pour effet d'exagérer la différence qui, dans un même lieu, sépare les températures extrêmes produites par les saisons.

Un effet inverse a lieu au-dessus de l'océan. D'abord la surface unie de l'élément liquide réfléchit très bien la chaleur, renvoyant dans l'espace une partie des radiations sans en avoir profité. L'opacité de la vapeur d'eau pour les radiations obscures oblige d'ailleurs la chaleur réfléchie par la surface de l'eau à se maintenir dans les couches d'air saturé qui en sont voisines. De plus, le pouvoir absorbant de l'eau est moindre que celui de la terre et elle est forcée d'employer

Digitized by Google

à sa vaporisation, sous forme de chaleur latente, une notable partie de l'énergie solaire. Cette partie, absorbée pendant le jour et atténuant ainsi l'effet de la présence du soleil au-dessus de l'horizon, est restituée la nuit à l'atmosphère ambiante. L'eau ne se couvre jamais de neige et n'admet de glace que dans les latitudes élevées. Enfin, tandis que la couche terrestre sur laquelle la chaleur extérieure peut avoir prise ne dépasse pas un petit nombre de mètres, l'expérience constate que la tranche marine accessible aux radiations solaires peut atteindre 100 et même 200 mètres.

En résumé, la masse océanique agit, sur l'atmosphère qui la baigne, comme un immense et puissant régulateur de chaleur et on peut prévoir que, à égalité de conditions extérieures, la répartition des températures sera notablement moins variable auprès de la mer que dans l'intérieur des continents. Remarquons d'ailleurs que cet effet bienfaisant de l'océan dépend de sa surface et non de sa profondeur. Par suite une disposition du globe qui permettrait le facile accès de la mer, par de profondes échancrures, dans l'intérieur des masses continentales, serait éminemment favorable à une égale diffusion des climats.

Influence de l'altitude et du relief. — Mais il est un autre élément qui influe puissamment sur l'effet thermique des radiations solaires, c'est l'altitude. En effet, d'après ce qui a été dit précédemment, plus on s'élève et plus l'atmosphère est impropre, à cause de sa raréfaction, à absorber et, par suite, à répandre par rayonnement la chaleur solaire. Il en résulte cette conséquence, en apparence paradoxale, qu'il fait d'autant plus froid qu'on monte plus haut, bien que, par cette ascension, on se rapproche de la source d'où dérive la chaleur et qu'on rencontre une atmosphère de plus en plus apte, en raison de sa pureté, à transmettre les radiations. Mais pour que ces radiations produisent leur effet thermique, il faut qu'elles rencontrent un *récepteur*, c'est-à-dire quelque chose qui puisse emmagasiner leur force vive. La terre, quand elle n'est pas couverte de neige, ne manque pas à ce rôle et l'on a constaté qu'au sommet d'une montagne comme le Pic du Midi (1), il y a beaucoup plus de différence entre la température du sol et celle de l'air qu'on n'en observe, au même moment, dans la plaine voisine. Mais si fortement que la terre nue puisse s'échauffer dans les hautes régions, l'absence d'une atmosphère de densité suffisante empêche cet effet thermique de se communiquer au milieu ambiant. De là résulte, en dernière analyse, une diminution sensible dans la température de l'air à mesure que l'altitude augmente. Ainsi en Suisse, pour une moyenne annuelle de 10° à 360 mètres au-dessus du niveau de la mer, on n'a plus que 0° à 2000 mètres et — 10° à 3600. Le taux de cette diminution varie avec les circonstances géographiques et ne saurait être le même sous l'équateur que dans les latitudes élevées. En effet, au voisinage de la ligne, la terre, très échauffée, fait profiter les couches d'air, voisines de sa surface, de la chaleur qu'elle a emmagasinée. Mais cet effet de

(1) Martins, *Du Spitzberg au Sahara*, 319.

Digitized by Google

rayonnement se concentre dans une zone très limitée et comme il existe, à une certaine hauteur, à peu près la même partout, une couche atmosphérique où l'influence du sol ne se fait jamais sentir, il est évident qu'entre cette couche et la zone superficielle échauffée de l'équateur, il doit y avoir un flux de chaleur plus actif et, par suite, une diminution plus rapide que là où le sol ne s'échauffe pas et même peut se couvrir de neige persistante.

Pour la même raison, la diminution de température avec l'altitude sera moindre en hiver qu'en été, parce que, dans la première de ces deux saisons, au moins pour les latitudes tempérées et froides, il y a moins de différence entre la chaleur du sol et celle des zones élevées de l'atmosphère. Ainsi, en France, pour voir la température diminuer de 1°, il faut s'élever en été de 130 mètres et, en hiver de 230 (1); la moyenne, pour l'année entière, est de 180. De plus, sur une cime isolée, comme le Mont Ventoux, la décroissance est plus rapide que sur un massif étendu et le taux en peut descendre à 150 mètres. Cela tient à ce que la masse du sol capable de réchauffer l'atmosphère diminue beaucoup plus vite avec la hauteur sur une montagne isolée que quand il s'agit d'une chaine de quelque étendue horizontale.

Indépendamment de l'altitude, le relief du sol agit aussi d'une façon marquée sur la distribution de la température. Une ligne de hauteurs exposée au midi se comporte, vis-à-vis de la plaine située à son pied, comme un réflecteur et augmente notablement l'effet thermique, en dehors même de la protection qu'elle offre contre les vents froids du nord. Cette influence bienfaisante de l'*exposition* est surtout sensible à l'égard du monde végétal, pour lequel elle suffit souvent à corriger l'effet d'une latitude peu favorisée. Mais la puissance réfléchissante des hauteurs ne se fait sentir que dans leur voisinage immédiat; leur action à cet égard est donc tout à fait locale et c'est ainsi que tout à côté des stations privilégiées du littoral méditerranéen, il suffit d'une vallée s'ouvrant au nord pour donner passage au *mistral*, qui imprime au climat une âpreté particulière.

Courants atmosphériques. — Jusqu'ici nous avons examiné l'action des rayons solaires sur une atmosphère supposée tranquille. Nous devons maintenant tenir compte de l'extrême mobilité des masses atmosphériques et de la facilité avec laquelle elles se transportent à de grandes distances, apportant, sur les régions qu'elles traversent, la chaleur ou le froid de leurs pays d'origine. Sans doute ces mouvements de l'air sont la plupart du temps très variables, en intensité comme en direction; néanmoins leur effet total s'exerce toujours dans un sens bien déterminé, augmentant ou diminuant en chaque lieu la température moyenne. Il importe donc de se rendre compte des conditions dans lesquelles s'effectuent ces déplacements de l'air, d'autant plus qu'ils sont la cause de l'un des phénomènes les plus importants de la dynamique externe, celui des précipitations atmosphériques. Si l'on fait abstraction des mouvements tumultueux qui produisent les

(1) Bouvet: *Bulletin de la Société météorologique*, 1878, 244.

Digitized by Google

bourrasques, le principe général du transport des masses atmosphériques est très simple : toutes les fois qu'une colonne d'air subit un excès d'échauffement, elle se dilate et s'élève dans les régions supérieures, d'où elle se déverse sur les masses voisines. Le vide produit est comblé par de l'air froid, affluant de toutes parts sous la forme de courants qui rasent la surface terrestre. L'inverse a lieu quand une cause spéciale de froid imprime à une certaine colonne atmosphérique une densité supérieure à la moyenne. L'air y descend verticalement et s'échappe par la base dans toutes les directions, tandis que le vide est compensé par les nappes supérieures.

Si la terre était un sphéroïde entièrement couvert d'eau, le phénomène des courants atmosphériques offrirait une régularité absolue. Il y aurait à l'équateur une colonne ascendante et, par suite, entre les tropiques, l'air des régions tempérées serait appelé, à la surface, vers la ligne; les vents résultants, déviés par la rotation terrestre, souffleraient du nord-est dans l'hémisphère boréal et du sud-est dans l'hémisphère austral; dans l'intervalle se trouverait une zone de calmes, ou du moins de vents faibles. Tel est bien, à peu près, le résultat qui se produit, à cause de la prédominance marquée de l'océan dans les régions équatoriales et c'est ainsi que les *vents alizés* soufflent d'une façon si régulière entre les deux parallèles de 30°, tandis que, sous l'équateur même, le phénomène des calmes est extrêmement fréquent.

En même temps que cette circulation régulière s'accomplit à la surface, le déversement de l'air échauffé vers les hautes latitudes se fait par des courants supérieurs en sens contraires, dits *contre alizés*, faciles à reconnaître par le mouvement des petits nuages ou *cirri* ainsi que par certains transports de poussières volcaniques.

Régime général des vents en été et en hiver. — Mais le partage inégal de la surface terrestre entre la terre ferme et l'Océan introduit un tout autre mode de distribution qui, se superposant au premier, en modifie et parfois même en annule les effets. Nous avons dit qu'un continent est toujours une cause d'exagération des températures. Il en résulte qu'en été l'air est sensiblement plus chaud au dessus des continents, surtout dans les régions voisines des tropiques. Par suite, dans l'hémisphère boréal, les terres qui bordent le golfe du Mexique, celles du Sahara et du Soudan, enfin les plaines asiatiques, deviennent les centres de trois dépressions barométriques marquées. Au contraire, au même moment, les océans s'échauffant beaucoup moins que les terres, il y a deux centres de pression barométrique bien accentués, d'une part sur le Pacifique, de l'autre sur l'Atlantique, au voisinage des Açores. En conséquence, le régime d'été comporte une sorte de tourbillonnement du vent froid autour des Açores, et un afflux d'air venant converger de tous les côtés vers les trois centres de dépression continentaux.

En hiver, ces circonstances sont absolument renversées. Le froid qui règne dans les latitudes élevées de l'Amérique et de l'Asie y fait naître deux centres de

Digitized by Google

pression barométrique, tandis que les centres de dépression se transportent sur les océans, dont la température est, à ce moment, sensiblement plus élevée que celle des continents. De là résulte une modification profonde dans le régime des vents. On peut dire qu'en été, soit du 15 ou 20 mai au 15 septembre, les grands minima barométriques des continents sont tous dans notre hémisphère tandis que les maxima continentaux sont dans l'hémisphère austral (1). Au contraire, dans la saison d'hiver, dont l'équilibre est établi entre le 20 novembre et la fin de mars, les minima des continents sont tous dans l'hémisphère austral et les maxima dans l'hémisphère boréal. En outre, sur toute la surface terrestre, les régions continentales de minimum barométrique de la saison chaude deviennent, dans la saison froide, des régions de maximum.

L'été de notre hémisphère ne commence réellement que lorsque sont établis simultanément le grand minimum de l'Asie centrale (avec 748 millimètres de pression moyenne), le minimum de l'Amérique du Nord (754^{mm}) et les maxima ou régions de maxima de l'Amérique du Sud, de l'Australie et de l'Afrique australe. Quant à l'hiver, il est marqué par l'établissement simultané du maximum de l'Asie centrale (778^{mm}) et de celui de l'Amérique du nord (768^{mm}).

Toutefois le renversement avec les saisons n'est pas aussi accentué, pour tout le globe, qu'il le serait si les continents étaient moins inégalement répartis entre les deux hémisphères. La faible étendue des terres au sud de l'équateur fait que la distribution des températures et des pressions de l'air y est moins variable. De la sorte, c'est réellement l'hémisphère boréal qui est le régulateur principal des changements atmosphériques. On doit probablement attribuer à cette cause le fait que le centre de pression des Açores ne disparaît pas en hiver, mais se transporte seulement vers le sud, en même temps que la zone des calmes subit un déplacement analogue.

Ce n'est pas ici le lieu d'insister davantage sur ces phénomènes météorologiques, dont l'étude, commencée par Maury, a été remarquablement développée, dans ces dernières années, par MM. Brault, Buys-Ballot, Vojeykof, etc. Il doit nous suffire ici d'avoir constaté que le phénomène cosmique ou astronomique de la circulation de l'air est puissamment modifié par un facteur géographique, dont l'action est beaucoup plus sensible sur l'hémisphère boréal que sur l'autre. Le fait dominant est le renversement, avec les saisons, de la distribution des centres de pression et de dépression, renversement qui, pour le dire en passant, est sans doute la cause du trouble atmosphérique que les équinoxes amènent toujours avec eux. De la sorte, au lieu de recevoir de l'extérieur, comme une donnée sur laquelle ils n'ont pas de prise, ces masses d'air dont les précipitations exerceront à leur surface une action si marquée, les continents, par leur forme, leur étendue et leur relief, interviennent puissamment dans la formation des courants atmosphériques; et c'est ainsi que l'état météorologique actuel du

(1) Brault : *Association scientifique de France*, 1879, 336.

Digitized by Google

globe s'offre à nous, au moins pour une grande part, comme une conséquence des phénomènes géologiques du passé.

§ 2

DISTRIBUTION DES TEMPÉRATURES SUR LE GLOBE

Températures moyennes. — Les considérations générales qui viennent d'être exposées nous ont bien préparés à comprendre les modifications dont le *climat* des diverses latitudes est susceptible en raison des circonstances géographiques propres à chaque contrée. Il convient maintenant d'indiquer à l'aide de quels éléments de comparaison ces différences peuvent être exactement évaluées.

L'élément le plus important de l'appréciation des climats est la température de l'air dans le voisinage de la surface du sol, car c'est là que s'accomplissent les diverses réactions physiques, chimiques et physiologiques qui constituent le jeu de la dynamique externe. On a l'habitude de déterminer cette température à l'aide de thermomètres suspendus à deux mètres au-dessus du sol et placés à l'abri de toute radiation accidentelle. Les variations thermométriques étant constatées soit par des observations répétées, soit, ce qui vaut beaucoup mieux, d'une manière continue, à l'aide d'appareils enregistreurs, on peut dresser la courbe des oscillations de la température avec le temps et en conclure, en toute rigueur, ces éléments qui s'appellent la *moyenne diurne*, la *moyenne mensuelle* et la *moyenne annuelle*.

C'est cette moyenne annuelle qui est la principale caractéristique du climat d'un lieu. A Paris, sa valeur se maintient depuis longtemps à $+10^{\circ},8$.

Isothermes. — En réunissant, à l'aide de courbes, tous les points du globe qui possèdent la même température moyenne annuelle, on obtient ce qu'on appelle une carte des *isothermes;* un simple coup d'œil jeté sur une telle carte permet d'apprécier toutes les circonstances que présente la distribution de la température à la surface de la terre.

Remarquons seulement que, pour éliminer l'influence de l'altitude, une bonne carte des isothermes doit faire connaître, non la température de l'air, telle qu'elle a été observée à deux mètres au-dessus du sol, mais cette température *ramenée au niveau de la mer*. Du reste, cette correction n'acquiert une grande importance que dans la traversée des régions montagneuses, l'altitude moyenne des continents étant peu considérable.

La plus haute moyenne annuelle de l'air, sur le globe, est d'environ $27^{\circ},5$. L'isotherme qui la définit s'appelle *équateur thermal*. Quant aux isothermes définissant les plus basses moyennes connues, elles paraissent envelopper deux pôles de froid distincts, situés l'un en Asie, avec une moyenne de $-17^{\circ},2$, l'autre, dans l'Amérique du nord avec $-19^{\circ},7$.

Isochimènes, isothères. — Si la moyenne annuelle est l'élément caracté-

Digitized by Google

ristique du climat d'un lieu, il s'en faut de beaucoup qu'elle suffise à sa détermination. En effet, deux régions de même moyenne annuelle peuvent avoir, l'une, un climat presque constant, l'autre des étés très chauds, capables de contrebalancer l'influence d'hivers très froids. Or, de l'une à l'autre de ces deux régions, les conditions physiques et physiologiques varieront du tout au tout. Il est donc nécessaire de connaître aussi les températures extrêmes en chaque lieu.

D'ailleurs l'échelle thermométrique, à la surface du globe, est très étendue et l'amplitude des variations observées n'est pas inférieure à 120 degrés. En effet, on a enregistré, en 1838, à Jakoutsk, une température de —60°C, correspondant à —70° en rase campagne et, dans l'oasis de Mourzouk, en Afrique, le thermomètre est monté une fois, *à l'ombre*, à +56°C. Sans doute ce dernier chiffre était exceptionnel et rarement la température à l'ombre dépasse +46° sur la terre ferme et +31° en pleine mer. Mais comme en réalité l'action solaire directe se fait sentir en dehors de celle de l'atmosphère ambiante, sur les corps placés à la surface de la terre, on voit que les variations de température auxquelles ces corps peuvent être exposés sont vraiment considérables.

L'amplitude de ces oscillations, variable en chaque lieu de la terre, se caractérise par la comparaison de la température de l'hiver avec celle de l'été. Il faut donc joindre à la considération des *isothermes* celle des *isochimènes* et des *isothères*. Le plus souvent, pour mieux exprimer les extrêmes de chaleur et de froid, on emploie comme isochimène la ligne isotherme du mois le plus froid (janvier pour l'hémisphère boréal) et comme isothère celle du mois le plus chaud (juillet dans le même hémisphère).

Allure générale des isothermes. — On trouvera, dans les atlas de Géographie physique, des cartes faisant connaître le parcours sur le globe de ces trois catégories de courbes, dont le tracé acquiert chaque jour plus de précision à mesure que les observations météorologiques se multiplient. Nous nous bornerons à présenter ici (fig. 17), d'après une carte de M. Supan (1), un diagramme indiquant la distribution, en longitude et en latitude, des *isothermes annuelles* de 0° et de 20° dans les deux hémisphères. Cette esquisse suffira pleinement pour faire ressortir les résultats que nous nous proposons de développer.

Il y a lieu tout d'abord de remarquer l'*allure irrégulière* de ces courbes, à l'exception de celle de 0° dans l'hémisphère austral. Loin d'être uniquement déterminée par la latitude, la température moyenne peut varier singulièrement le long d'un même parallèle, et l'isotherme de 0°, dans l'hémisphère boréal, réunit des points dont la différence en latitude est de 23 degrés. Ainsi les influences astronomiques, dans lesquelles réside la cause première des climats, sont puissamment modifiées par un facteur propre au globe terrestre et dont la nature se révèle au premier coup d'œil par la comparaison des isothermes de 0°

(1) *Petermann's Mittheilungen*, 1879.

Digitized by Google

dans les deux hémisphères. L'extrême régularité de la courbe australe, qui suit sans s'en écarter le parallèle de 65° de latitude sud, s'explique sans peine quand on réfléchit que, sous cette latitude, la masse océanique règne sans partage. Au

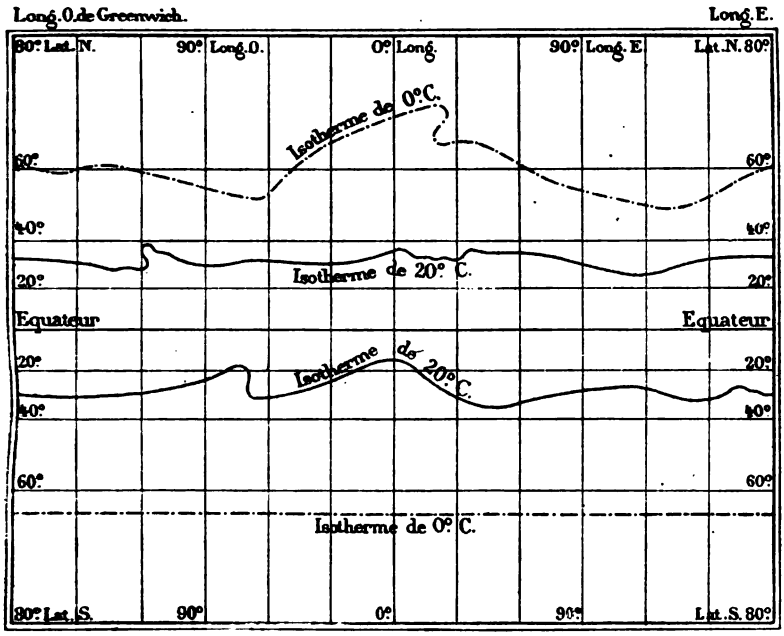

Fig. 17. — Distribution de la température dans les deux hémisphères (d'après M. Supan).

contraire, la courbe boréale traverse à la fois des continents et des océans et il en est de même des deux isothermes de 20°. L'irrégularité de ces lignes tient donc uniquement aux conditions très différentes de l'échauffement de l'atmosphère suivant qu'elle se trouve au-dessus de la mer ou au-dessus de la terre ferme.

L'isotherme de 0°, dans l'hémisphère austral, n'est pas la seule à jouir de cette régularité d'allure. Elle partage ce privilège avec toutes les isothermes comprises entre elle et le parallèle de 40°, comme on peut s'en assurer en consultant les cartes à grande échelle des atlas physiques. Au contraire, le caractère capricieux des courbes boréales ne fait que s'accentuer avec la latitude. On peut donc poser en principe que *la distribution de la température est beaucoup plus régulière dans l'hémisphère austral que dans l'hémisphère boréal;* conséquence naturelle du fait que nous avons déjà signalé, à savoir que le premier de ces hémisphères est surtout océanique, tandis que le second présente une disproportion beaucoup moins accentuée entre l'élément continental et l'élément marin.

Influence des masses continentales sur la direction des isothermes. — Étudions maintenant le parcours des deux isothermes de 20° (ou en général, de

Digitized by Google

toutes les courbes comprises, sur l'un et l'autre hémisphère, entre l'équateur et la latitude de 40°). *Chacune d'elles se relève vers le pôle dans l'axe des continents*, tandis qu'elle s'abaisse vers l'équateur dans la traversée des océans. La raison en est simple : dans les basses latitudes, où la terre ne se couvre pas de neige, les continents exagèrent, par leur rayonnement, la température atmosphérique et agissent comme des réservoirs de chaleur. C'est ainsi que l'isotherme boréale de 20° se relève brusquement vers le pôle dès qu'elle a touché l'Amérique du nord, tandis que l'isotherme australe subit deux relèvements, l'un en touchant la côte du Chili, l'autre en atteignant l'Afrique.

On remarquera seulement que les ondulations de la courbe australe sont plus prononcées que celle de la courbe boréale et que la première empiète à deux reprises sur les latitudes inférieures à 20°, tandis que la seconde ne descend jamais au-dessous de 25°. Le secret de cette différence réside dans les courants froids qui amènent l'eau des mers antarctiques jusque sous l'équateur, tandis que l'hémisphère boréal a ses bassins océaniques presque entièrement séparés de la mer arctique.

Tout autre est l'allure des isothermes qui dépassent le 40e degré de latitude boréale. *Elles se relèvent vers le pôle dans l'axe des océans* et s'abaissent vers l'équateur dans l'axe des continents. Ainsi l'isotherme de zéro descend d'une manière marquée sur l'Amérique du nord et sur l'Asie, tandis qu'elle subit dans l'Atlantique un relèvement d'une amplitude extraordinaire. C'est que les terres dont la latitude dépasse 40° sont exposées à se couvrir de neige en hiver et deviennent, la longueur des nuits aidant, de véritables réservoirs de froid. Au contraire, non seulement l'Atlantique ne gèle pas; mais les courants chauds venus de la région tropicale lui impriment, jusqu'au 70e parallèle, un excès de chaleur qui profite à l'atmosphère ambiante. Par là s'explique l'ascension de l'isotherme boréale de zéro jusqu'au 73e degré, tandis que la courbe australe ne dépasse pas le 65e : mais à peine la première a-t-elle atteint la côte scandinave qu'elle est brusquement ramenée de plusieurs degrés au sud, en attendant que la traversée des plaines de la Sibérie la force à reculer jusqu'au 50e degré.

Il est une autre particularité, que l'étude des cartes détaillées met bien en évidence, c'est le transport des isothermes vers l'équateur à la rencontre des massifs montagneux. Cet effet est surtout marqué dans l'hémisphère boréal, lorsque les courbes atteignent la chaîne des Montagnes Rocheuses. Il ne s'agit pas là d'une influence due à l'altitude, car cette dernière est éliminée par la réduction des températures au niveau de la mer. Mais un massif d'une grande étendue transversale et d'un haut relief agit comme un réfrigérant, dont l'action se fait sentir sur l'atmosphère ambiante avec une intensité proportionnelle à l'importance de la chaîne. Par conséquent, dans son voisinage, les isothermes doivent s'infléchir en se rapprochant de l'équateur.

Relation des isothères avec les isochimènes. — Jusqu'ici nous n'avons étudié que les isothermes, c'est-à-dire les courbes d'égale température moyenne

Digitized by Google

annuelle. Mais c'est surtout par la considération simultanée des isothères et des isochimènes que se révèle l'influence des masses continentales, dans la partie de l'hémisphère boréal située au nord du 40e parallèle. Sans vouloir entrer à cet égard dans des détails dont l'exposition est du domaine de la météorologie et de la géographie physique, nous croyons opportun de faire ressortir les circonstances propres à l'Europe. Elles peuvent se résumer dans cette proposition : *Dans toute l'Europe continentale, les courbes isothères coupent à angle droit les courbes isochimènes.*

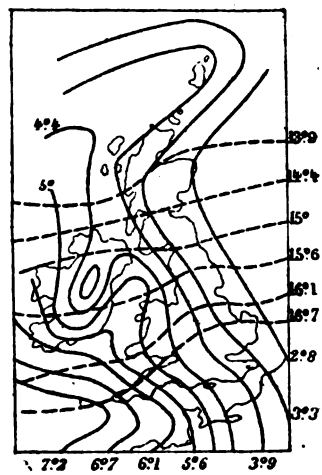

Fig. 18. — Comparaison des isochimènes (janvier) et des isothères (août) pour les Iles Britanniques (d'après Carpenter). — Les isochimènes sont tracées en plein et les isothères en pointillé.

La cause de cette disposition, mise en évidence par la figure 18, est facile à comprendre. En hiver, les causes que nous avons énumérées relèvent les courbes dans l'axe de l'Atlantique, surtout sous l'influence du courant chaud qui adoucit, d'une façon si marquée, le climat du Spitzberg. Mais à peine ont-elles touché, soit les côtes des Iles Britanniques, soit, mieux encore, celles de la Scandinavie, qu'elles sont brusquement rejetées en arrière. Parfois ce rejet se traduit avec une telle énergie que les isochimènes reviennent pendant quelque temps vers le sud-ouest avant de se couder de nouveau, mais à des latitudes sensiblement plus basses, pour reprendre une route plus conforme à la direction générale des parallèles.

Au contraire, en été, sur un continent aussi petit que l'Europe et aussi profondément découpé par des golfes et des mers intérieures, l'action réchauffante de la terre ferme ne se manifeste pas avec assez d'intensité pour qu'il y ait une notable différence dans la température de l'air suivant qu'on l'observe sur la mer ou sur le continent. Les isothères sont donc peu éloignées des cercles de latitude, avec lesquels elles forment cependant un angle dont la valeur va en croissant à mesure qu'on se rapproche du continent asiatique. De cette manière, les deux catégories de courbes se coupent à peu près à angle droit.

Pour faire apprécier les conséquences de cette disposition, il suffira de dire que l'isochimène de zéro passe en Islande, atteint presque le Spitzberg, puis, revenant au sud-ouest et longeant toute la Scandinavie, traverse l'Allemagne, côtoie la France, et dépasse, en Piémont, sous l'influence de la chaîne des Alpes, le parallèle de 45°, sur lequel elle rencontre l'isothère de 22°,5. A partir de ce point, elle se dirige, en subissant quelques ondulations, vers la Crimée et, brusquement rejetée en Asie-Mineure, jusqu'au parallèle de 36 degrés, par le massif du Caucase, elle va traverser la Caspienne et continuer sa route dans le Turkestan. Ainsi l'amplitude de ses oscillations atteint plus de *quarante degrés* en

Digitized by Google

latitude et comme, au Caucase, elle rencontre l'isothère de + 25°, il y a, en ce point, entre la moyenne du mois le plus chaud et celle du mois le plus froid, l'énorme différence de 25 degrés centigrades.

Mais la différence serait bien plus sensible encore si, au lieu de l'Europe, nous portions nos regards vers l'Asie. En franchissant l'Oural, l'isothère de + 15° coupe à angle droit l'isochimène de — 20°, soit *trente-cinq* degrés centigrades de contraste et ce chiffre s'accroît encore dans la traversée de la Sibérie.

Les choses se passent d'une façon inverse au-dessus de l'Atlantique. ***Les isothères y sont parallèles, ou à peu près, aux isochimènes.*** De plus, la température de janvier, pour un point donné de l'océan, offre rarement, avec la température de juillet au même point, une différence supérieure à 5 degrés. Ainsi, à la pointe nord-ouest de l'Islande, l'isochimène de zéro coïncide avec l'isothère de + 5° et, dans le voisinage des Açores, la courbe de + 20° en juillet rencontre celle de + 15° en janvier.

Classification des climats. — On comprend donc sans peine la division des climats en *climats constants* appelés aussi *marins* ou *insulaires* et *climats excessifs* ou *continentaux*. Entre les deux viennent se placer les climats *variables*. Ce sont ceux des localités qui ne sont pas situées assez loin dans l'intérieur des terres pour ne pas ressentir de temps en temps l'influence du littoral océanique voisin.

Le type des climats constants est celui des îles équatoriales, où la différence entre la température du mois le plus froid (+ 25°,8) et celle du mois le plus chaud (+ 27°,2), ne dépasse pas 1°,4. A cette catégorie appartiennent encore le climat de Madère, où la différence n'atteint que 2°, celui des îles Feroë, où elle est de 6°,7 et même aussi, mais à la limite, celui de l'île de Man, où elle s'élève à 9°,5.

Les climats variables sont ceux de Londres avec 13°,55, Paris avec 14°,42 et Bruxelles avec 16°,45.

Enfin les climats excessifs comprennent depuis celui de Berlin, caractérisé par 18°,19 de différence, jusqu'à ceux de Moscou, avec 27°,77 et d'Irkoutsk avec 33°,88. En s'approchant davantage du pôle, on peut rencontrer, sous le 80e parallèle, des différences dépassant 50°. Encore ne s'agit-il, bien entendu, que des moyennes de janvier et de juillet, établies pour une longue suite d'années et non des extrêmes de chaleur et de froid qui peuvent se manifester par exception.

Zones de température. — Pour résumer l'ensemble des conditions thermiques qu'exprime la position occupée par les lignes isothermes, M. Supan (1) a joint à la considération des moyennes annuelles, réduites au niveau de la mer, celle des moyennes relatives au mois le plus froid et au mois le plus chaud. Si nous conservons aux courbes qui expriment ces dernières les noms d'isochimènes et d'isothères, nous aurons, sur le globe entier, les subdivisions suivantes :

(1) *Die Temperatur-Zonen der Erde*, — in *Petermann's Mittheilungen*, 1879, 349.

Digitized by Google

I. La *Zone chaude*, commune aux deux hémisphères et comprenant :

1°. Une *Bande tropicale*, comprise entre les deux isochimènes de + 20° C.

2°. Une *Bande extratropicale* dans chaque hémisphère, comprise entre l'isochimène de + 20° et l'isotherme annuelle de + 20°.

II. Chaque *Zone tempérée* se divise en :

1°. *Bande équatoriale*, entre l'isotherme de + 20° et l'isochimène de 0°.

2°. *Bande polaire*, entre l'isochimène de 0° et l'isotherme de 0°.

III. Enfin chaque *Zone glaciale* comprend :

1°. *Bande équatoriale*, de l'isotherme de 0° à l'isothère de 0°.

2°. *Bande polaire*, de la courbe précédente jusqu'au pôle.

Quant à l'importance relative de ces diverses zones, voici comment, à l'aide des données recueillies jusqu'ici (et sujettes à correction au fur et à mesure des progrès de la Physique du globe), M. Supan croit pouvoir l'évaluer.

Si l'on désigne par 100 la surface de chaque hémisphère, les divisions qui viennent d'être indiquées y occuperont respectivement les superficies suivantes :

DIVISIONS		HÉMISPHÈRE BORÉAL	HÉMISPHÈRE AUSTRAL	DIFFÉRENCE
Zones glaciales. . .	Bande polaire	0,2	8,4	— 8,2
	— équatoriale	14,6	1,1	+ 13,5
Zones tempérées. . .	Bande polaire	14,0	6,8	+ 7,2
	— équatoriale	17,8	38,3	— 20,5
Zone chaude	Bande extratropicale	17,5	12,8	+ 4,7
	— tropicale	35,8	32,6	+ 3,2

La différence est affectée du signe + quand elle est au profit de l'hémisphère boréal et du signe — dans le cas contraire.

On voit par ces chiffres que la zone chaude occupe 53,3 % de l'hémisphère boréal, tandis que, sur l'autre, elle est réduite à 45,4 %. Ce résultat est entièrement dû à ce que, dans la région tropicale, où la terre-ferme agit en augmentant la température, les continents situés au nord de l'équateur l'emportent en superficie sur ceux de l'hémisphère austral. Au contraire, dans ce dernier, la grande étendue des océans empêche la zone tempérée de se refroidir autant que dans le nord et ainsi, non seulement cette zone y occupe 45,1 % au lieu de 41,8, mais la bande équatoriale l'emporte de beaucoup sur la bande polaire.

Enfin la présence du continent antarctique se traduit par ce fait que la zone glaciale australe, réduite à 9,5 %, appartient presque tout entière à la bande polaire, au lieu que, sur l'hémisphère boréal, cette dernière n'existe pour ainsi

Digitized by Google

dire pas, les causes continentales de froid qui ont élargi vers le sud la bande équatoriale de la zone glaciale boréale cessant avec l'apparition de la mer arctique.

Comparaison des deux hémisphères. — En résumé, on voit combien l'état géographique actuel du globe terrestre, c'est-à-dire la distribution relative des terres et des mers, influe sur le phénomène des climats, si simple en apparence quand on l'envisage au seul point de vue de l'astronomie. Bien que chaque hémisphère ait tour à tour sa saison chaude et sa saison froide, il s'en faut de beaucoup que les effets produits soient les mêmes. Si l'on fait abstraction du continent antarctique, enseveli sous un épais manteau de glace, qui en laisse à peine deviner quelques contours, on peut dire que l'hémisphère austral n'a pas, à proprement parler, de saison hivernale ; car son climat est essentiellement marin et les terres émergées y dépassent à peine la latitude à laquelle la neige peut venir s'étendre sur les plaines basses. Une cause capable d'accentuer la différence entre l'hiver et l'été, comme par exemple, une exagération de l'excentricité terrestre ou de l'obliquité de l'écliptique, se ferait donc sentir avec plus d'efficacité sur l'hémisphère boréal que sur l'hémisphère austral. Or, tout ce qui tend à exagérer les saisons profite, en général, à la cause du froid. Un été très chaud ne compense pas exactement les rigueurs d'un hiver exceptionnel, car si la chaleur reçue par le sol se dissipe très vite par rayonnement, la neige tombée persiste longtemps et absorbe, pour disparaître, une notable quantité de chaleur latente. Sans doute, quand la neige se reforme, cette chaleur redevient disponible ; mais elle ne profite qu'aux hautes régions de l'atmosphère et l'équilibre, à la surface du sol, n'est pas rétabli.

On peut donc penser que l'hémisphère boréal subirait, avec bien plus d'intensité que l'autre, l'effet d'une aggravation des rigueurs de l'hiver. De même, faute d'un réservoir océanique suffisant, la chaleur de l'été, devenant plus cuisante, influerait davantage sur le régime des courants d'air et tout cet ensemble de conditions ne manquerait pas de réagir sur les phénomènes physiques et physiologiques dont la surface terrestre est le théâtre.

Or, à l'époque actuelle, en vertu de la position occupée par la ligne des équinoxes, l'hémisphère boréal a sa saison chaude plus longue de huit jours environ que celle de l'hémisphère austral. Néanmoins c'est à peine si l'on peut dire que la température du premier soit, dans l'ensemble, supérieure à celle du second. D'où il semble permis d'inférer que, si ces circonstances étaient renversées, on verrait s'établir, entre la température moyenne des deux portions du globe, une différence notablement plus accentuée.

§ 3

DISTRIBUTION DE LA TEMPÉRATURE DANS LES MERS

Température de surface, Courants marins. — La température de la surface des mers est beaucoup moins variable que celle de l'atmosphère voisine. Ainsi,

Digitized by Google

UNIV. OF CALIFORNIA

tandis qu'à Lisbonne il y a, pour l'air, 12 degrés de différence entre la moyenne de janvier et celle de juillet, cette même différence, quand il s'agit de l'eau de la mer prise à la surface, n'est que de 6 degrés. Après tout ce que nous avons déjà dit de l'action régulatrice de l'océan, il serait superflu d'insister sur les causes qui produisent ce résultat.

Mais la distribution de la température sur les océans est puissamment modifiée par les courants qui s'établissent dans le sein de la masse liquide, en raison même de l'inégal échauffement de ses diverses parties et qui, à l'inverse des courants atmosphériques, affectent une constance et une régularité remarquables.

Cette constance est même si grande que, sous l'impression des phénomènes qui se produisent dans l'Atlantique, on en a généralement exagéré la portée; et c'est ainsi qu'on s'est plu souvent à voir dans leur ordonnance un effet de la rotation de la terre, à peine modifié par la disposition géographique des côtes encaissantes. Il faut reconnaître, du reste, que la théorie des courants marins se présentait, dans cette manière de voir, avec des apparences séduisantes par leur simplicité.

L'eau des régions équatoriales, disait-on, dilatée par la chaleur, tend à se déverser à droite et à gauche vers les latitudes tempérées. Le mouvement qui en résulte, au lieu d'être exactement dirigé suivant les méridiens, s'infléchit du sud-est au nord-est dans l'hémisphère boréal, du nord-est au sud-est dans l'hémisphère austral, en raison du sens de la rotation diurne et ainsi partent de l'équateur, se dirigeant vers les pôles, deux courants chauds qui, pour l'Atlantique, sont, d'une part le Gulf stream et de l'autre, le courant longeant la côte du Brésil. Pour rétablir l'équilibre, il faut que les eaux de la zone tempérée affluent à l'équateur et ainsi le double circuit se referme par des courants froids, longeant le bord oriental des océans et subissant, toujours par l'effet de la rotation terrestre, une déviation inverse de celle qui affecte les courants chauds. D'ailleurs cette double boucle, atteignant d'un côté la pointe de Terre-Neuve et de l'autre le promontoire brésilien, provoque, dans les mers voisines, un mouvement de remous, qui détermine l'arrivée des eaux froides arctiques ou antarctiques, le long des côtes américaines, jusqu'à des latitudes assez voisines des tropiques.

Cette théorie, qui semble rendre un compte fort exact des circonstances observées dans l'Atlantique, se heurte, en ce qui concerne le Pacifique, à une difficulté sérieuse. Dans cet océan si largement ouvert, où rien ne s'oppose à la circulation des eaux, le phénomène de la double boucle devrait se produire avec une intensité encore supérieure à celle qui le caractérise dans l'Atlantique. Or il n'en est rien et c'est à peine si, le long de la côte japonaise, on observe un courant chaud, bien inférieur en puissance au Gulf stream et bien loin de contribuer au même degré au relèvement des isothermes suivant son axe.

D'autre part, si le Gulf stream était réellement dû à l'afflux des eaux équatoriales, c'est à l'équateur même qu'il devrait prendre naissance avec toute sa force.

Digitized by Google

Or il ne commence à devenir distinct qu'au sortir du canal de la Floride, entre cette péninsule et les îles Bahama. C'est alors que, sous la forme d'un fleuve de soixante kilomètres de largeur, s'écoulant avec une vitesse de $2^m,57$ par seconde, (c'est-à-dire supérieure à une fois et demie celle du Rhin, du Nil et du Gange), il roule, au milieu d'une mer dont la température n'est que de 18°, des eaux chaudes à 25°, transportant des produits végétaux des tropiques, qu'on retrouvera plus tard échoués sur les côtes de l'Islande, de la Scandinavie et de la Nouvelle-Zemble. Ce même courant, en face de Charlestown, où sa largeur est de 90 kilomètres, conserve encore une vitesse de $0^m,50$ et une température de 20°, dépassant de 6° celle de la mer environnante ; c'est sans nul doute à son influence qu'est dû le relèvement si exceptionnel des isothermes et surtout des isochimènes dans l'axe de l'Atlantique, dont les côtes orientales bénéficient grâce à lui, jusqu'au delà du 70° parallèle, d'une douceur de climat inconnue sur le littoral de l'ouest.

Cette circonstance, que le Gulf stream ne commence à être caractérisé qu'au delà du canal de la Floride, suggère immédiatement une explication très plausible de la formation de ce fleuve d'eau chaude. Les eaux tropicales, poussées par les vents alizés dans la mer des Antilles, s'y trouvent soumises à un réchauffement d'une énergie exceptionnelle, bien explicable si l'on songe que cette mer est justement sur le passage de l'équateur thermal. L'espace renfermé entre la Colombie, l'Amérique centrale, le Mexique, les États-Unis du sud et les Antilles forme donc une vaste chaudière d'évaporation et de concentration, d'où les eaux doivent tendre à s'échapper avec une vitesse proportionnée à l'excès de leur température sur celle de l'océan; mais leur écoulement ne peut se faire qu'à travers l'étroit goulot de Bahama, dont les faibles dimensions accentuent encore l'énergie du courant et le rendent capable de conserver une vitesse appréciable jusqu'au milieu de l'Atlantique. Que l'isthme de Panama vienne à disparaître ou que le golfe du Mexique soit largement ouvert à l'est, et le Gulf stream n'est plus qu'un courant de second ordre comme celui de la côte du Japon ou encore comme le courant chaud de la côte brésilienne. Ainsi ce fleuve marin, qui exerce sur le climat de l'Europe septentrionale une si bienfaisante influence, n'est point le résultat d'un phénomène cosmique ; il est dû presque tout entier aux circonstances géographiques propres à la mer des Antilles, et de même qu'il n'a sans doute pas toujours existé, de même il est exposé à prendre fin le jour où les îles des Indes orientales se transformeraient en une chaîne de montagnes continue avec la côte américaine.

En résumé, l'état géographique actuel du globe influe sur la température de la surface de la mer, à la fois par l'excès de chaleur ou de froid qui résulte, suivant les latitudes, de la présence des continents et par la direction que la forme de ces derniers imprime au phénomène des courants marins.

Température des nappes profondes. — Tandis que l'eau douce offre, à 4° au-dessus de zéro, un maximum de densité en vertu duquel, en hiver, l'eau du

Digitized by Google

fond des lacs est moins froide que celle de la surface, l'eau de mer, au contraire, devient plus dense à mesure qu'elle se refroidit. Par suite, si l'océan subit, en hiver, l'influence réfrigérante de masses atmosphériques à basse température, l'eau ainsi refroidie doit tendre à gagner le fond. Il semble donc qu'on ait le droit de s'attendre à voir la température de l'océan diminuer, à partir de la surface, jusqu'à ce qu'elle ait atteint un minimum à peu près égal à la moyenne du mois le plus froid. Ainsi toute masse océanique devrait comprendre une nappe supérieure, accessible à l'influence des radiations solaires et une nappe inférieure, généralement beaucoup plus importante que l'autre, et caractérisée par la constance de sa température, égale à la moyenne hivernale de la surface dans la région considérée.

Cependant la distribution théorique qui vient d'être indiquée n'est réalisée que dans les mers intérieures, telles que la Méditerranée. Dans le Pacifique aussi bien que dans l'Atlantique, c'est un tout autre mode qui prévaut, ainsi que nous l'ont récemment appris les intéressantes recherches poursuivies par l'équipage scientifique de divers navires anglais ou allemands, le *Lightning*, le *Porcupine*, le *Shearwater*, la *Gazelle* et surtout le *Challenger*.

Le fait dominant que ces recherches ont mis en évidence est le suivant: *au-dessous d'une zone de faible épaisseur, directement influencée par les rayons solaires, toute la masse de l'Atlantique et du Pacifique est à une température infiniment plus basse que celle qui, dans chaque région étudiée, règne à la surface de la mer pendant le mois le plus froid.*

Dans l'Atlantique, la couche d'eau chaude de la surface a une épaisseur comprise entre 110 et 150 mètres; sa température s'abaisse, à l'équateur, de 25°,3 à 15°. A partir de là, la surface isotherme de 5° se rencontre à 585 mètres, celle de 4° à 800 mètres, celle de 3° à 2000, celle de 2° à 3300. Enfin au fond, situé, sous la ligne, à 4200 mètres, règne une température de zéro. Le diagramme de la figure 19, emprunté à M. Wyville-Thomson (1), fait du reste connaître toutes les circonstances de la distribution de la température dans l'Atlantique occidental, de part et d'autre de l'équateur et jusqu'aux latitudes de 45°. On voit que la température est d'autant plus basse qu'on se rapproche davantage du pôle antarctique; c'est vers 35° de lat. N. que les surfaces isothermes s'abaissent le plus, évidemment par suite d'un afflux d'eau chaude, dans lequel on ne saurait méconnaître l'influence du Gulf stream. On remarquera en outre ce fait curieux que c'est sous l'équateur même que la tranche de température supérieure à 5° est le plus mince ; comme d'ailleurs on a observé aussi un moindre degré de salure dans les eaux équatoriales que dans celles de l'Atlantique nord, on est en droit d'en conclure que les eaux froides antarctiques arrivent, sous l'équateur, presque à la surface.

Les circonstances sont analogues dans l'océan Pacifique ; la tranche d'eau

(1) *Proceedings of the Royal Society*, XXIV, n° 170.

Digitized by Google

possédant une température supérieure à 10° varie de 150 à 360 mètres de puissance. La surface isotherme de 5° se maintient entre 730 et 920 mètres de profondeur. Celle de 2° suit assez régulièrement le niveau de 2000 mètres, du moins entre

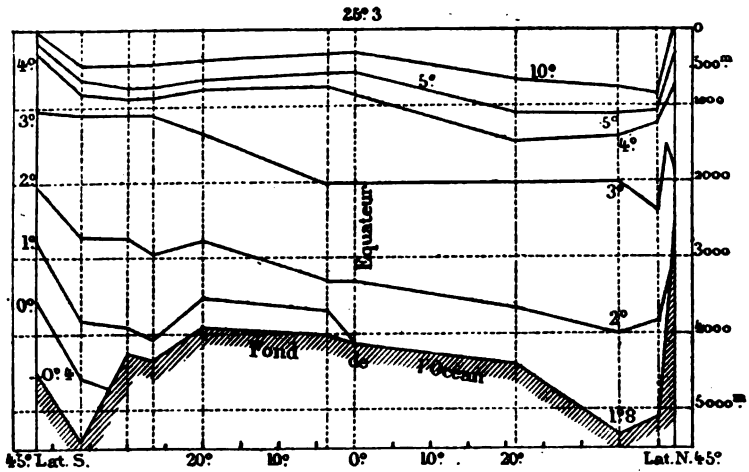

Fig. 19. — Diagramme indiquant la répartition des températures dans l'Atlantique occidental (d'après Wyville-Thomson).

les îles Sandwich et Valparaiso. Quant à la température du fond, elle est de +1° dans le Pacifique oriental et de 0°,67 à 0° entre les Sandwich et les îles Kouriles. Mais la partie septentrionale de cet océan n'offre pas, comme celle de l'Atlantique, un abaissement des isothermes et la tranche chaude, au lieu d'atteindre son minimum d'épaisseur sous l'équateur, y est, au contraire, plus puissante que partout ailleurs. Ainsi il n'y a pas identité entre les deux océans et on peut dire que, à latitude égale, la température du Pacifique septentrional est plus basse, dans les grandes profondeurs, que celle de l'océan Atlantique.

Afflux des eaux polaires dans la profondeur. — Or ces circonstances s'expliquent sans difficulté si l'on réfléchit que la température des profondeurs océaniques, incomparablement plus basse que celle de l'hiver à la surface, ne peut provenir que de l'afflux des eaux antarctiques. Mais cet afflux se fait d'autant mieux que la communication avec les régions australes est plus largement ouverte et voilà pourquoi le Pacifique septentrional est plus froid que l'Atlantique. Quant aux régions boréales, elles ne peuvent exercer qu'une faible influence, le détroit de Behring fermant à peu près le Pacifique et l'Atlantique du nord étant à la fois étroit et peu profond. Aussi les eaux chaudes amenées par le Gulf stream s'accumulent-elles dans ce dernier océan comme dans une sorte de cul-de-sac et leur chaleur, ne pouvant plus se répandre en latitude, s'y répand en profondeur. Ainsi s'explique cet abaissement des surfaces isothermes atlantiques sous le 35e degré de lat. N., alors que rien de semblable ne s'observe dans le Pacifique. En résumé, de même que la configuration géographique des deux océans règle

Digitized by Google

le régime des courants superficiels qui s'y produisent, de même elle détermine le mode de propagation de la température dans leur masse.

Quant à la cause qui produit ce mouvement des eaux antarctiques vers le nord, quelques observateurs ont voulu y voir l'effet d'une sorte de *circulation océanique verticale*, analogue à cette circulation horizontale par laquelle on a tenté d'expliquer les courants de surface. Il y aurait, dans cette manière de voir, déversement des eaux équatoriales vers les pôles et retour des eaux polaires par la profondeur. Mais le diagramme ci-dessus, comme celui qu'on pourrait dresser pour le Pacifique, nous empêche d'admettre une telle hypothèse et nous croyons volontiers, avec M. Wyville-Thomson, qu'il ne faut voir dans les faits observés que la preuve d'une différence d'équilibre entre les deux hémisphères. Dans celui du sud, qui est essentiellement océanique, il y a excès de précipitation sur l'évaporation. L'excès contraire a lieu dans l'hémisphère boréal et dès lors les deux colonnes océaniques ne se faisant plus équilibre, les eaux antarctiques affluent sans cesse pour rétablir la balance. Cette affluence se fait d'ailleurs lentement et en quelque sorte par *conduction* au lieu de donner naissance à des courants profonds d'une vitesse appréciable. Ainsi, comme dans tous les exemples que nous avons examinés jusqu'ici, la raison d'être du phénomène thermique dans les océans serait non pas cosmique, mais géographique et liée, par conséquent, à l'état *actuel* de notre globe.

Température des mers intérieures. — Tout autre est la distribution de la température dans les mers intérieures. Prenons pour exemple la Méditerranée. Cette mer, qui ne communique avec l'océan que par le détroit de Gibraltar, dont la profondeur varie entre 220 et 365 mètres, se divise en deux bassins, séparés l'un de l'autre par la crête sous-marine qui relie la Sicile et l'Afrique, à 365 mètres au-dessous de la surface de l'eau. Dans le bassin occidental, la température, de 24° à 25° à la surface, s'abaisse à 13° à 183 mètres de profondeur. De ce point jusqu'au fond, situé par 2573 mètres, elle demeure presque constante et comprise entre 13° et 12°,78. Dans le bassin oriental, la température est de 26°,67 à la surface, de 13°,61 à la hauteur du haut-fond sicilien et de 15°,5 au fond du bassin, situé par 3488 mètres. Si donc le premier bassin subit un peu l'influence réfrigérante de l'océan voisin, ou du moins celle des tranches de cet océan comprises entre la nappe d'eau chaude et la profondeur de 365 mètres, le second bassin offre, au-dessous de la nappe chaude, épaisse de 365 mètres, une température absolument uniforme et justement *égale à la moyenne du mois le plus froid.*

La mer de Sulu, située dans l'archipel des Indes néerlandaises, et profonde, en son milieu, de 4800 mètres, est séparée de la mer de Chine par une barrière sous-marine située à 740 mètres de la surface. A cette profondeur, la température de la mer de Chine est de 10°,28 et elle s'abaisse encore de là à 1700m, où elle devient constante jusqu'au fond et égale à 2°,34. Or la température de 10°,28 est celle de la mer de Sulu dans toute la nappe comprise entre 740 et 4800 mètres.

Quant à la Mer Rouge, où la température dépasse quelquefois 32° à la surface,

Digitized by Google

nulle part, dans aucune saison, elle ne s'abaisse, sur le fond, au-dessous de 21°,67, minimum d'hiver de la région. Enfin le même fait se vérifie encore dans certains fjords de Norvège, qui, très profonds au milieu, sont séparés de la mer par des crêtes sous-marines. Ainsi M. Mohn a observé, dans un de ces fjords, à 80 ou 90 mètres de la surface, une température de 6°, se maintenant constante jusqu'au fond, à 1280 mètres.

Par conséquent il est permis de dire que *toute mer fermée possède, dans ses profondeurs, une température uniforme, qui est ou bien celle de l'hiver dans la région, ou celle de la dernière couche océanique avec laquelle elle est en libre communication.*

La conclusion de cette rapide étude des conditions thermiques dans les mers est que la latitude, c'est-à-dire le facteur astronomique, n'intervient que pour fixer la température de la surface des masses liquides et encore à la condition de voir le résultat modifié, soit par la configuration des bassins, soit par les courants marins. A partir de la couche superficielle, tout ce qui se passe dans les régions inférieures, de beaucoup les plus importantes, ne dépend que du relief du fond et de la facilité plus ou moins grande avec laquelle ses diverses parties peuvent communiquer. On comprend aisément combien ces considérations importent au géologue, en raison de l'influence que ces conditions variables doivent exercer sur le développement des organismes et le mode de formation des dépôts marins.

CHAPITRE II

MAGNÉTISME TERRESTRE

Déclinaison, Inclinaison, Intensité. — Les radiations solaires, à la fois lumineuses, calorifiques et chimiques, ne sont pas les seuls agents physiques à l'influence desquels les matériaux terrestres soient exposés. Il y a encore lieu de tenir compte des actions électriques et magnétiques, dont la part est loin d'être négligeable dans les phénomènes qui s'accomplissent à la surface du globe. Les actions magnétiques surtout méritent d'attirer l'attention du géologue; d'une part, elles nous apportent une précieuse révélation sur la constitution de l'intérieur de la terre, s'il est vrai qu'on en doive chercher la source dans la prépondérance des métaux et spécialement du fer au sein du noyau interne; d'autre part, la boussole étant l'un des instruments essentiels des observations géologiques, il importe beaucoup de savoir apprécier la valeur des indications qu'elle fournit en chaque lieu. Un rapide exposé du magnétisme terrestre ne sera donc pas ici hors de saison.

Digitized by Google

On sait que la terre agit sur une aiguille aimantée comme si elle était parcourue, à peu près de l'est à l'ouest, par un courant électrique ; l'aiguille se met en croix avec le courant et l'un des pôles se dirige vers le nord. En outre, si l'aiguille, au lieu d'être simplement mobile sur un pivot à axe vertical, est suspendue librement par son centre de gravité, elle prend dans l'espace une position inclinée. Il y a donc à considérer à la fois la *déclinaison* de l'aiguille aimantée, c'est-à-dire l'angle que fait, avec le méridien astronomique, l'*azimut* ou plan vertical dans lequel l'axe de l'aiguille vient se placer et l'*inclinaison*, c'est-à-dire l'angle que fait, dans ce plan, l'axe de l'aiguille avec la verticale. A ces éléments il convient d'ajouter l'*intensité* de la force magnétique au point considéré.

Ces trois éléments sont variables d'un point du globe à un autre et, en un même endroit, ils éprouvent aussi des variations avec le temps ; variations diurnes et annuelles, en relation avec le mouvement de la terre autour du soleil ; variations séculaires, dont la cause est encore mal connue.

A ne considérer ici que les éléments qui importent à l'usage de la boussole, on doit se préoccuper de l'inclinaison et de l'intensité magnétique toutes les fois qu'il s'agit d'un appareil destiné aux voyages et susceptible d'être manié sous des latitudes diverses. En raison même du phénomène de l'inclinaison, une aiguille mobile sur un pivot à axe vertical ne saurait avoir ses deux moitiés identiques ; car l'une d'elles serait sollicitée en bas et viendrait frotter contre le cercle gradué. C'est pourquoi les deux extrémités de l'aiguille doivent être équilibrées d'après les relations magnétiques du lieu pour lequel elle est construite. Transportée dans d'autres latitudes, cette aiguille cesserait de pouvoir être employée si l'on n'y appliquait un mécanisme destiné à corriger à volonté le défaut d'équilibre. Ce mécanisme consiste en une petite vis mobile le long d'une des branches et qu'on peut, suivant les besoins, rapprocher ou éloigner du centre de suspension. Du reste, cette précaution n'est nécessaire que s'il s'agit de lointains voyages ; pour une boussole destinée à être employée seulement dans la partie moyenne de l'Europe occidentale, il n'y a pas lieu de s'en préoccuper.

L'*équateur magnétique* ou ligne sans inclinaison est une courbe un peu sinueuse qui traverse l'équateur géographique au-dessus des îles Viti, atteint la pointe méridionale de l'Arabie, traverse le Soudan et, après avoir franchi l'équateur près du golfe de Guinée, s'infléchit au sud vers le Brésil et le Pérou ; cette ligne retourne au nord près des îles Galapagos et se maintient, de là jusqu'au méridien de 180° (longitude de Paris), presque confondue avec l'équateur terrestre.

Isogones ; leurs variations. — La déclinaison varie beaucoup d'un point à l'autre du globe. En réunissant par des courbes dites *isogones* les points qui ont, au même moment, la même valeur pour cet élément, on reconnaît que les lignes isogones ont un parcours assez capricieux et viennent converger au nord vers un pôle magnétique situé entre la baie de Baffin et la terre de Banks, c'est-à-dire presque sur le cercle polaire arctique, au sud vers un autre point situé, selon

Digitized by Google

toute apparence, à 14 ou 15 degrés du pôle austral. Deux lignes sans déclinaison réunissent actuellement ces deux pôles, l'une longeant à peu près le littoral oriental de l'Amérique, tandis que l'autre se tient un peu à l'ouest de l'Oural, traverse la Caspienne, la Perse, vient toucher Java et entame la partie occidentale de l'Australie. Dans l'intervalle, en Europe, le chiffre le plus élevé, pour la déclinaison, est celui de 30°, pour l'Écosse et l'Irlande. La pointe nord-ouest de l'Islande atteint 45°. Une ligne secondaire sans déclinaison entoure le Japon et la Mandchourie, s'avançant au sud jusqu'aux Philippines et au nord presque jusqu'aux bouches de la Léna. L'Europe avec l'Afrique et l'Atlantique appartiennent à la déclinaison occidentale, l'Asie, l'Amérique et le Pacifique à la déclinaison orientale.

Ces indications sont uniquement relatives à l'époque où nous sommes; car la déclinaison, en un même lieu, peut varier suivant des limites assez étendues. C'est ainsi qu'en France le méridien magnétique oscille d'environ 22 degrés de part et d'autre du méridien astronomique. La déclinaison à Paris, orientale en 1580, où elle était de 11° 31′, était devenue nulle en 1663 : à partir de ce moment, elle passa à l'ouest et ne cessa de croître jusqu'en 1814, où elle atteignit son maximum, égal à 22° 34′, ayant ainsi augmenté, en moyenne, de 9 minutes par an, sans que sa variation eût été uniforme. Au 1er janvier 1879, sa valeur était de 16° 56′. Comparant ce chiffre à celui de 17° 16′, obtenu en septembre 1876, on arrive encore à une variation annuelle de 9 minutes, ce qui prouve qu'au moins de nos jours, le taux de la diminution est conforme à la moyenne générale.

Aux États-Unis, d'après M. Hilgard (1), la variation annuelle de la déclinaison est aujourd'hui de 3′ à 4′ 1/2.

D'une extrémité de la France à l'autre, la déclinaison peut varier beaucoup, puisqu'elle est de 15° 50′ en 1879 à Nice et de 20° 20′ aux environs de Brest. Le Bureau des Longitudes fait dresser depuis quelques années, pour la France des cartes d'*isogones* qui montrent que ces courbes sont espacées, de degré en degré, à peu de chose près comme les méridiens, tout en s'écartant plus les unes des autres, vers le sud, que ne font ces derniers. Seulement les isogones ne sont pas parallèles aux méridiens et les coupent suivant un angle de 16 à 17 degrés, comptés à partir du nord dans la direction de l'est. La première carte d'isogones a été publiée en 1876 et offrait le résumé des observations faites au 1er juin 1875. En la comparant à celle qui est jointe à l'annuaire pour 1881 et qui se rapporte à l'état magnétique au 1er janvier 1879, on constate que les isogones n'ont fait que se transporter parallèlement à elles-mêmes, de 1875 à 1879, sans que leur angle avec le méridien astronomique en fût affecté.

Une carte semblable, dressée par M. Hilgard pour les États-Unis, montre que, sur une notable étendue de pays, les isogones n'offrent, dans leur parcours, aucune relation fixe avec les méridiens. Ainsi, telle courbe isogone, parallèle aux

(1) *American Journal*, XIX, 175.

Digitized by Google

méridiens dans le nord des États-Unis leur devient perpendiculaire dans le sud.

Déviations locales de la déclinaison. — La boussole subit quelquefois des déviations qui, dans un lieu donné, l'écartent sensiblement de la direction moyenne telle que le parcours des isogones autoriserait à la prévoir. Ces déviations se produisent lorsqu'il existe, dans la profondeur, des massifs contenant des minéraux magnétiques et, notamment, du fer oxydulé. Elles ont même été utilisées en Scandinavie, pour déterminer les points d'attaque les plus convenables pour certains gisements de fer magnétique. Il est permis de penser que c'est une cause du même ordre, mais plus étendue qui dévie, sur le globe, les lignes isogones et leur fait décrire, tant au milieu du Pacifique qu'au voisinage de la Mandchourie, ces boucles caractéristiques qu'indiquent les cartes spéciales (1). Le sujet n'a pas encore été suffisamment étudié pour qu'on puisse faire autre chose que de mentionner ici le fait de ces déviations; mais il est légitime d'en tirer cette conclusion que la boussole peut être, au même titre que le pendule et les appareils géodésiques, un précieux instrument pour l'inventaire des parties profondes et invisibles du globe terrestre.

CHAPITRE III

DISTRIBUTION DE LA VIE ORGANIQUE SUR LE GLOBE

§ 1

LA VIE SUR LES CONTINENTS

L'étude de la répartition des êtres organisés à la surface du globe et dans les profondeurs des océans n'est pas seulement le complément nécessaire de l'examen que nous avons entrepris des formes actuelles de notre planète. Elle offre encore, au point de vue géologique, une importance de premier ordre. En effet, les conditions physiologiques à la faveur desquelles se développent les organismes sont intimement liées aux circonstances physiques du milieu ambiant. Si donc la relation qui unit ces deux ordres de phénomènes était exactement déterminée, on pourrait, par la connaissance des fossiles contenus dans un terrain, toutes les fois du moins que ces fossiles appartiennent à des types dont les analogues existent encore, reconstituer l'ensemble des conditions physiques au milieu desquelles ce terrain a dû se former.

Il s'en faut de beaucoup que nos connaissances à cet égard soient aussi pré-

(1) Voir notamment la carte insérée dans E. Reclus, *La Terre*, II, 462.

Digitized by Google

cises; néanmoins elles ont reçu, dans ces dernières années, de notables accroissements, surtout en ce qui concerne les organismes marins et, en même temps que le nombre des espèces connues s'augmentait dans une proportion inattendue, les observations recueillies entraînaient, au point de vue géologique, des conséquences dont il convient de faire ressortir toute la portée. C'est ce que nous allons tenter en examinant, successivement, les conditions de la vie sur la terre ferme et dans les océans.

Conditions générales de la vie des végétaux. Influence du sol. — C'est surtout en ce qui concerne le règne végétal que l'étude de la répartition des êtres organisés à la surface du globe importe à la géologie. En effet, les animaux terrestres ont, en général, une faculté de migration ou, tout au moins, de déplacement qui s'exerce parfois dans des limites fort étendues; la plupart d'entre eux peuvent jusqu'à un certain point, par le choix de leurs refuges, se garantir momentanément contre des circonstances défavorables. Au contraire, la plante vit attachée au sol et subit, sans pouvoir s'y soustraire, toutes les conditions physiques du milieu dans lequel son existence est astreinte à se dérouler. Les indications qu'elle fournit ont donc, en chaque lieu, une précision supérieure à celle que peut donner l'étude des animaux.

Tout végétal consiste essentiellement en un assemblage de cellules formées de carbone, d'hydrogène et d'oxygène; il convient d'y ajouter un peu d'azote et quelques substances minérales parmi lesquelles dominent la silice et la chaux, accompagnées d'une certaine proportion de fer et d'alcalis.

Les substances fondamentales, celles qui constituent les tissus, peuvent être et sont souvent empruntées directement à l'air; mais leur assimilation est, dans la plupart des cas, facilitée par une transformation préalable qui les fait entrer parmi les éléments de la couche superficielle du sol. Ce dernier fournit d'ailleurs les substances minérales; de plus il est le support de la plante dont les racines y vont chercher à la fois un point d'appui, des sucs nourriciers, de l'air et de l'humidité. Aussi comprend-on qu'il puisse y avoir une dépendance assez étroite entre la nature des plantes et celle du sol sur lequel elles croissent.

C'est ainsi qu'on a depuis longtemps distingué les plantes *calcicoles*, c'est-à-dire cantonnées de préférence dans les terrains calcaires et les plantes *silicicoles*, qui ne se montrent que sur les sols siliceux. Dans nos pays, la carotte sauvage appartient à la première catégorie, tandis que la digitale et le châtaignier font partie de la seconde.

Toutefois l'influence de la composition *chimique* du terrain ne doit pas être exagérée. D'une part, il y a peu de sols qui ne renferment, au moins à l'état de traces, les matériaux nécessaires à la plupart des plantes et les organismes ont une merveilleuse facilité pour extraire ces substances de milieux où l'analyse en révèle à peine une quantité appréciable. D'autre part, l'expérience prouve que la localisation des végétaux dans certains terrains déterminés n'a souvent qu'une valeur tout-à-fait régionale. Ce résultat, indiqué par Thurmann, a été mis hors de

Digitized by Google

doute par M. Alph. de Candolle. Ce savant a constaté que sur 45 espèces qui, en Suisse et en Autriche, se montraient exclusivement silicicoles, 19, sous d'autres climats, étaient infidèles aux terrains siliceux ; sur 67 espèces réputées calcicoles, 36 ont été rencontrées, en Suisse, sur des terres dépourvues de calcaire. Enfin Wahlenberg a revu, sur les roches cristallines de la Suisse et de la Laponie, 22 des 43 espèces qui, dans les Carpathes, lui avaient paru cantonnées dans les régions calcaires.

La raison de l'importance qu'on attribue d'ordinaire à la nature du terrain tient sans doute à ce que la composition chimique du sol marche assez généralement de pair avec un ensemble déterminé de propriétés physiques, au point de vue de la porosité, de la perméabilité, de la capacité calorifique, du mode d'altération à l'air, de l'hygrométricité, etc. Or ce sont ces diverses propriétés qui exercent le plus d'influence sur la végétation, parce que c'est sous leur action immédiate que s'accomplit le phénomène de l'assimilation, qui est l'acte physiologique par excellence. Si donc il arrive qu'une roche calcaire réalise, dans un pays donné, la moyenne des conditions physiques, qui, dans une autre région, étaient spéciales à un sol siliceux, les plantes réputées silicicoles pourront devenir calcicoles et réciproquement. C'est pourquoi, sans méconnaître la part qui revient en propre à la nature chimique d'un sol, il convient de ne pas perdre de vue qu'elle n'est qu'un des facteurs, et certainement pas le plus important, parmi tous ceux qui concourent au phénomène de la végétation.

Influence de la température. — De tous ces facteurs, le principal est celui que fournissent les radiations solaires et, en particulier, les radiations calorifiques. « La végétation de chaque espèce, dit Ch. Martins (1), correspond à une section déterminée de l'échelle thermométrique. Le mélèze, le bouleau-nain, supportent des froids de — 40°, capables de congeler le mercure, tandis que beaucoup de palmiers, d'orchidées tropicales ou de fougères arborescentes succombent lorsque le thermomètre marque encore 10° au-dessus de zéro. Il est des plantes qui vivent couchées sur le sable des déserts de l'Afrique, dont la chaleur atteint souvent 60° et même 80°, tandis que les plantes alpines ou boréales se flétrissent si le thermomètre se soutient pendant quelques jours à 10° au-dessus de zéro. »

Ce n'est pas cependant la température moyenne qui importe le plus au phénomène végétatif ; car il y a des plantes qui peuvent supporter de grands froids, attendu qu'elles n'entrent en végétation qu'après la période hivernale, mais qui ne sauraient se contenter d'une somme de chaleur estivale inférieure à un certain minimum. Pour connaître les besoins de chaque plante, il faut additionner les températures moyennes de tous les jours pendant lesquels le thermomètre a dépassé le terme au-dessous duquel la végétation de la plante s'arrêterait. Cette *somme de chaleur*, très variable pour les diverses espèces végétales, est plus ou moins rapidement atteinte suivant la latitude et les circonstances particulières

(1) *Du Spitzberg au Sahara*; 21.

Digitized by Google

du climat. C'est ainsi que, pour le blé, il ne s'écoule à Malte que 162 jours entre l'ensemencement et la récolte, tandis qu'il en faut 299 à Berlin et 329 dans les Alpes.

Influence de la lumière. — Mais les radiations calorifiques n'interviennent pas seules; il faut aussi tenir grand compte de la puissance *actinique* des rayons, c'est-à-dire à la fois de leur influence lumineuse et de leur influence chimique. Aussi peut-on dire que la végétation des plantes est d'autant plus active que la somme des *degrés actinométriques* se maintient plus élevée. C'est pour cela que, dans les latitudes arctiques, la présence constante du soleil au-dessus de l'horizon supplée à la moindre chaleur de l'été. Les brouillards contrarient beaucoup la végétation, tant par le refroidissement qu'ils amènent que par l'affaiblissement qu'ils font subir aux radiations lumineuses : ainsi, tous les quatre ou cinq ans, des convois de glaces flottantes, détachées du Groënland, viennent s'échouer sur la côte occidentale de l'Islande et y font naître des brouillards qui anéantissent la récolte des fourrages.

Zones de végétation. — En résumé, les espèces végétales sont aptes à traduire, avec une grande fidélité, toutes les circonstances du climat de la région qu'elles habitent et la flore doit varier beaucoup, d'un point du globe à un autre, non seulement en raison de la latitude et de l'altitude, mais aussi par suite du relief, de l'exposition, de la pureté de l'air et de la composition intrinsèque du sol. Néanmoins, à travers ces diversités, il est certains caractères généraux qui dépendent surtout de la température et qui permettent de diviser le globe en zones distinctes, depuis l'équateur thermal jusqu'aux pôles de froid; ces zones, il est à peine besoin de le dire, ne sont pas limitées par des parallèles de latitude, mais bien par des lignes isothermes. En outre, la température diminuant avec l'altitude, une montagne suffisamment élevée peut, sous l'équateur même, offrir la succession complète des zones de végétation, jusqu'à cette limite des neiges persistantes au delà de laquelle le travail physiologique n'est plus guère représenté que par des organismes rudimentaires.

Le tableau suivant fait connaître la distribution moyenne, tant en latitude qu'en hauteur, des zones que distinguent les botanistes.

DÉSIGNATION DES ZONES	LIMITES DES ZONES	
	EN LATITUDE	EN ALTITUDE A L'ÉQUATEUR
1. Zone équatoriale. — Palmiers, Bananiers	0° à 15°	0m
2. — tropicale. — Fougères arborescentes, Figuiers	15 à 23	600
3. — subtropicale. — Myrtes, Lauriers	23 à 34	1200
4. — tempérée chaude. — Arbres verts dicotylédonés	34 à 45	1900
5. — tempérée froide. — Arbres dicotylédonés à feuilles caduques. — Grandes prairies	45 à 58	2500
6. — subarctique. — Tourbières, Forêts de sapins et de bouleaux	58 à 66	3000
7. — arctique. — Rhododendrons, Premières forêts	66 à 78	3700
8. — polaire. — Plantes alpines	Au delà de 78°	4300

Digitized by Google

Les courbes isochimènes sont importantes à considérer en ce qu'elles limitent vers le nord le développement de certaines espèces végétales. Les fougères arborescentes ne dépassent pas l'isochimène de $+10^{\circ}$ et celle de $+5^{\circ}$ sert de limite à l'olivier, tandis que le hêtre s'étend jusqu'à l'isochimène de zéro.

La plante phanérogame la plus rebelle au froid qui existe dans l'hémisphère boréal est le carnillet moussier (Silene acaulis), qui a été observé par Saussure au rocher des Grands Mulets (3470 mètres) et par les frères Schlagintweit au Mont Rose (3630 mètres). La même plante s'avance au Spitzberg jusque vers 80° de latitude, où elle se présente au niveau de la mer.

Les plantes qui résistent le mieux à la fois au chaud et au froid sont les algues simples microscopiques. M. Brewer a cité des conferves vivant dans les eaux chaudes des geysers de Pluton Creek, par une température de 60 à 65° et des diatomées résistant à une chaleur de 79°; 50 espèces de la même famille ont été trouvées dans une source de Pueblo-Valley, chaude de 73°. Par contre, sur les champs de glace de l'intérieur du Groënland, dans les cavités mêmes de la glace, MM. Nordenskjoeld et Berggren ont rencontré une algue brune polycellulaire, se rattachant à la famille des Desmidiacées. Il est naturel que cette résistance à des conditions extérieures défavorables se rencontre parmi les organismes les moins compliqués et que toute la splendeur du monde végétal soit réservée pour les pays où rien ne contrarie l'accomplissement des fonctions physiologiques les plus délicates. Aussi peut-on dire que, d'une manière générale et sauf les exceptions que justifient les conditions propres à chaque milieu, la richesse des flores va en croissant du pôle à l'équateur. Le Spitzberg ne possède que 90 espèces, quand la Silésie en a 1300, la Suisse 2400 et la Sicile 2650 (1).

Influence de la forme des continents. — Le nouveau monde paraît beaucoup plus riche en espèces végétales que l'ancien. Ce fait s'explique sans peine par la disposition des montagnes américaines, presque toutes alignées du sud au nord; de la sorte, non seulement l'étendue en latitude de l'Amérique dépasse celle de l'ancien monde; mais, sous chaque parallèle, toutes les altitudes sont représentées, depuis le niveau de la mer jusqu'à la limite des neiges persistantes. De là une variété de climats qui a son principe dans la constitution même du continent. Au contraire, en Europe et en Asie, les grandes chaînes se développent de l'ouest à l'est, en sorte qu'il y a certaines latitudes où il n'existe que des régions élevées de plusieurs milliers de mètres au-dessus du niveau de la mer.

Il est encore un trait de la constitution du nouveau monde qui exerce sur sa richesse végétale une influence marquée; c'est la disposition de ses lignes de relief le long du littoral du Pacifique. D'après la direction moyenne des courants d'air, telle que nous l'avons précédemment indiquée, des masses d'air chaud et

(1) Alph. de Candolle in Reclus: *La Terre*, II, p. 531.

Digitized by Google

humide viennent frapper, dans la région tropicale, la côte occidentale des deux Amériques. Si donc, sur cette côte, les courants atmosphériques rencontraient de hautes chaînes de montagnes, ils y abandonneraient, sous forme de pluie ou e neige, toute l'humidité dont ils sont chargés. L'intérieur des deux continents, ne recevant plus que de l'air sec et soumis, sur son bord oriental, à l'influence de vents froids desséchants, ne serait qu'un immense désert. Mais la position remarquablement excentrique de la chaîne des Andes amène un résultat inverse. Aucun obstacle n'arrête les vents à leur entrée en Amérique; ils se déchargent peu à peu de leur humidité, d'une part au profit de l'immense bassin du Mississipi, dont des pluies fécondes entretiennent les magnifiques forêts, de l'autre au profit des *Pampas* ou prairies de l'Amérique du sud. Ainsi, comme l'a depuis longtemps fait remarquer M. Arnold Guyot, l'Amérique était destinée, par son relief, devenir le pays par excellence des forêts et des prairies. Ce n'est que da n l'espace compris entre les Montagnes Rocheuses et les chaînes côtières du Pacifique que l'air, privé de toute communication facile avec les sources d'où l'humidité pourrait lui venir, entretient à grand peine une maigre végétation à a surface des déserts du Colorado et de la Californie.

Caractère local des flores. — Jusqu'ici nous n'avons considéré que l'influence des conditions physiques du milieu ambiant. Leur énumération doit suffire, *à priori*, pour expliquer la présence ou l'absence d'une plante déterminée et il semble dès lors que, partout où les conditions extérieures sont les mêmes, on doive s'attendre à rencontrer des flores identiques. Il n'en est rien cependant et *la localisation des flores, indépendamment du climat et de la nature du sol*, est le fait le plus saillant et le plus instructif que puisse nous révéler la géographie botanique.

Tout d'abord, chaque espèce végétale est localisée dans l'espace et si l'aire qu'elle occupe dessine une sorte d'ellipse allongée dans le sens des isothermes, c'est-à-dire suivant la direction dans laquelle le climat se maintient le plus longtemps sans changement, aucune espèce n'occupe toute l'étendue de la zone climatérique dont les conditions conviennent à son développement. On remarque seulement que l'aire moyenne des espèces est d'autant plus vaste qu'elles ont une organisation plus simple.

En second lieu, une zone déterminée est loin d'offrir toutes les espèces végétales qui pourraient y prospérer et il dépend souvent, soit de l'intervention de l'homme, soit de circonstances fortuites, d'introduire dans sa flore des éléments nouveaux, susceptibles d'atteindre en peu de temps un développement exceptionnel. C'est sur ce principe qu'est fondée la pratique à laquelle on donne improprement le nom d'*acclimatation* et qui consiste simplement à *naturaliser*, dans une contrée, les plantes connues, dans une autre région, pour s'accommoder de circonstances climatériques identiques avec celles de la première. Cette naturalisation est souvent l'effet du hasard; c'est ainsi que le chardon, originaire de l'Europe et introduit, sans doute d'une manière fortuite, dans

Digitized by Google

l'Amérique du sud, pullule aujourd'hui dans les Pampas; de même, l'*Anacharsis siliquastrum*, algue des rivières américaines, se développe avec une vigueur étonnante en Angleterre, où elle a dû être amenée, soit par des navires, soit dans des bois exotiques. Une même zone ne se montre donc homogène, au point de vue de la flore, que si elle n'offre pas de solutions de continuité, infranchissables eu égard au mode habituel de propagation des végétaux. Partout où des semences ne peuvent être ni entraînées par les vents, ni flottées sans altération par les eaux, ni transportées par des oiseaux, il faut l'intervention de l'homme pour rétablir, dans les diverses parties d'une zone climatérique, l'identité de productions végétales que justifient les propriétés du milieu.

Espèces disjointes. — A ce phénomène se rattache celui, si remarquable, des *espèces disjointes*. On donne ce nom à des espèces qui apparaissent comme cantonnées dans plusieurs districts actuellement dépourvus de toute communication directe; de telle sorte qu'en marquant sur une carte ce qu'on appelle leurs *aires de dispersion*, on obtiendrait une série de taches discontinues, séparées les unes des autres par de larges espaces, où se trouvent généralement des bras de mer ou des chaînes de montagnes. Ainsi le palmier nain ou *Chamærops umilis* existe dans le midi du Portugal et le sud-est de l'Espagne, manque dans le Roussillon, le Languedoc, la Corse et la Sardaigne, mais reparaît à Livourne. On le retrouve en Sicile et, quoique commun en Algérie, il n'existe pas en Egypte. Le *Rhododendron ponticum*, originaire du pied du Caucase et inconnu dans toute la région qui s'étend entre l'Archipel grec et l'Algérie, forme une colonie dans la Sierra de Monchique en Espagne et dans les Algarves en Portugal.

Ce phénomène ne peut s'expliquer que de deux manières; ou bien chacune de ces espèces a apparu dans plusieurs centres de création indépendants, à partir desquels elle s'est propagée en élargissant peu à peu son domaine; ou bien ces aires de dispersion, aujourd'hui disjointes, ont fait autrefois partie d'un même ensemble, qu'une série de phénomènes géologiques a successivement morcelé en parties discontinues. Cette dernière solution concorde, beaucoup mieux que la précédente, avec ce que nous enseigne l'observation et, en particulier, elle trouve une justification immédiate dans la facilité avec laquelle elle explique l'une des circonstances les plus remarquables de la géographie botanique, à savoir l'uniformité de la flore des hautes régions.

Affinités polaires de la végétation des hautes cimes. — On a constaté depuis longtemps que la végétation des hautes cimes de la Suisse, non seulement ressemble à la flore polaire par son aspect général, mais encore comprend des espèces identiques avec celles du Spitzberg et du Groënland. Sur le cône terminal du Faulhorn, Ch. Martins a recueilli 132 phanérogames, dont 40 se retrouvent en Laponie et 8 au Spitzberg. Le *Jardin* du glacier du Talèfre renferme 128 plantes dont 87 phanérogames; de ces dernières, il en est 24 de la Laponie et 5 du Spitzberg. Les Montagnes Blanches du New-Hampshire et celles du La-

Digitized by Google

brador renferment des espèces européennes et on en retrouve aussi dans l'Atlas, en Abyssinie, au Brésil et dans les Andes elles-mêmes : or des distances de 1000 à 10 000 kilomètres séparent ces aires disjointes et il est impossible d'admettre que la propagation ait eu lieu par les vents ou par l'intermédiaire des oiseaux. Mais cette identité s'explique à merveille si l'on se reporte par la pensée à l'époque, relativement bien rapprochée de la nôtre, où les glaciers atteignaient ce développement exceptionnel dont nous aurons plus tard l'occasion de fournir des preuves. Alors on se représente aisément la marche progressive de la flore polaire vers le sud, au fur et à mesure des progrès du refroidissement des cimes, jusqu'au moment où les intervalles susceptibles d'exister entre les régions couvertes de glaces devenaient assez petits pour qu'il fût permis aux végétaux arctiques de les franchir sans difficulté. Vienne la fonte des glaces et, peu à peu, les aires de dispersion des plantes polaires, qui en étaient venues à se confondre en un même ensemble, ne formeront plus autour des massifs glaciaires que des auréoles destinées à se resserrer de plus en plus, pendant que la masse principale de la flore reprendra vers le nord le chemin de sa première patrie.

Ce que les vicissitudes des glaces ont produit, d'autres phénomènes physiques sont capables de l'accomplir. Ici c'est une chaîne de montagnes qui sera venue séparer en deux une zone végétale homogène, introduisant, dans l'intervalle, des conditions climatériques tout à fait nouvelles. Ailleurs une dépression maritime aura opéré la même séparation et, dans un cas comme dans l'autre, une des aires ainsi disjointes se trouvera placée dans des circonstances physiques telles que ses caractères originels ne puissent pas se maintenir. Elle perdra donc peu à peu les espèces qui servaient à la définir, et cela d'autant plus vite qu'il s'agira de végétaux offrant un moins grand pouvoir de résistance

Espèces isolées. — Une autre particularité de la botanique actuelle est l'existence d'espèces qu'aucun lien ne rattache à l'ensemble des familles aujourd'hui vivantes. Il semble qu'il y ait un abime entre l'organisation de ces formes isolées et celle de tous les végétaux qui les entourent. Or quand ce fait se produit, on constate toujours qu'il s'agit d'espèces dont les analogues se retrouvent en grand nombre dans les formations géologiques. De la sorte, c'est à l'aide des flores éteintes que l'on peut reconstituer la chaîne par laquelle les types d'exception se relient aux autres, comme si la nature actuelle ne nous offrait qu'un tableau très incomplet des combinaisons dont le monde végétal est susceptible.

Nous sommes donc conduits à cette importante conclusion, que *la flore actuelle du globe ne se compose pas de groupes organiques homogènes*, ayant apparu au même moment et également bien adaptés aux conditions physiques du milieu. Cette flore est, au moins pour un grand nombre des éléments qui la composent, un *legs du passé*. Chacun des groupes organiques qu'on y peut distinguer doit avoir son histoire, souvent très ancienne et il en est qui sont aujourd'hui dans toute la puissance de leur développement comme il en est d'autres, réduits à ne plus offrir qu'un petit nombre de types, derniers survivants d'un ensemble dont

Digitized by Google

la prospérité réclamait d'autres conditions. Les phénomènes qui ont déterminé ces modifications sont ceux-mêmes auxquels les continents doivent les contours et le relief qui les caractérisent aujourd'hui. Ainsi, une fois de plus, il nous faut reconnaître que l'état actuel du globe ne peut se justifier que par la connaissance de ses états antérieurs, de telle sorte que, dans tout ce qui touche aux formes visibles de notre planète, qu'il s'agisse du règne minéral ou du règne organique, nous sommes invariablement amenés par l'évidence à reconnaître la part que la Géologie devra réclamer dans leur explication.

Animaux terrestres. Provinces malacologiques. — L'étude des animaux terrestres nous conduirait à des résultats identiques avec ceux que nous a fournis l'examen du monde végétal. Nous nous bornerons donc ici à en mentionner les faits principaux.

Parmi les divers embranchements du règne animal, celui qu'il importe le plus de considérer, au point de vue des enseignements que peut en tirer la Géologie, est l'embranchement des mollusques. D'une part ces animaux se déplacent très peu et reflètent, par suite, d'une manière assez exacte les circonstances du milieu et de l'autre, c'est à cette catégorie qu'appartiennent la plupart des restes fossiles les mieux conservés.

Les zoologistes ont coutume de distinguer, à la surface du globe, des provinces *malacologiques*, définies par la condition que, dans chacune d'elles, la moitié au moins des espèces appartienne en propre à la province. On est ainsi arrivé à reconnaître l'existence de vingt-sept provinces distinctes. Celle qui comprend la France embrasse aussi la Grande Bretagne, la Scandinavie, la Russie et l'Allemagne. On lui a donné le nom de province *Germanique*. Toutes les péninsules méditerranéennes et le littoral africain forment, par leur réunion, la province *lusitanienne*.

Particularités de la répartition des animaux. — Or les différences que présentent entre elles les diverses régions malacologiques ne trouvent pas, en général, une justification suffisante dans les conditions physiques du milieu. Comme pour les végétaux, il y a des espèces *disjointes*, que le hasard ou la volonté de l'homme parviennent à naturaliser dans les régions d'où elles étaient absentes. Ainsi la *Dreyssensia polymorpha*, coquille d'eau douce originaire du Danube, se multiplie aujourd'hui dans les canaux de l'Angleterre, soit que, depuis la jonction des canaux tributaires de la mer Noire avec ceux qui dépendent du bassin de la mer du Nord, elle ait pu arriver jusqu'à la coque des navires anglais qui fréquentent les ports de la Hollande, soit qu'elle ait été directement introduite dans la Grande Bretagne avec des bois de provenance autrichienne. En dehors des mollusques, qui ne connait la merveilleuse rapidité avec laquelle les chevaux, revenus en Amérique avec la conquête espagnole, se sont multipliés dans les Pampas ou bien encore le prodigieux développement des bœufs et des moutons amenés par l'homme en Australie?

Un remarquable exemple de la dissemblance des faunes, malgré la similitude

Digitized by Google

des conditions géographiques, nous est offert par le groupe formé de l'Archipel de la Sonde, des Moluques et des îles voisines de l'Australie. A l'ouest du canal étroit qui sépare les deux îles de Bornéo et de Célèbes, on voit se développer sur Java, Bornéo, Sumatra, le Cambodge, une faune entièrement asiatique, tandis que celle de Sumbava, de Florès, de Timor, des Moluques, de la Nouvelle-Guinée, offre un type australien bien tranché; même les oiseaux diffèrent nettement dans les deux groupes d'îles (1).

L'île de Ceylan, presque entièrement réunie à l'Hindoustan, en diffère grandement par la physionomie générale de ses animaux. Haïti et la Jamaïque n'offrent, dans leur faune, aucune ressemblance avec le continent américain, dont elles sont si voisines et la Nouvelle-Zélande forme un monde à part, aussi séparé de l'Australie que de l'Amérique du sud, comme si elle n'était plus que le reste d'un ancien continent peu à peu détruit.

n a remarqué que les îles un peu étendues, telles que Cuba, la Jamaïque, Haïti et Madagascar, ont une faune malacologique spéciale. De plus, celles qui sont les mieux caractérisées sous ce rapport sont les îles que des mers profondes séparent des terres voisines. Au contraire, la Grande Bretagne, qu'un exhaussement de moins de 70 mètres suffirait pour réunir à la France, ne possède, (à l'exception d'une limnée recueillie dans une seule localité de l'Irlande), aucun mollusque terrestre ou fluviatile qui lui soit propre (2). Or comme il y a, en général, un rapport assez intime entre la profondeur d'un détroit et son ancienneté, on peut en inférer que les îles à faunes distinctes sont celles dont la séparation d'avec les autres terres remonte à la date la plus éloignée.

Les espèces isolées abondent aussi parmi les animaux terrestres et la classification du règne animal, quand on se borne aux types vivants, offre des lacunes que la paléontologie seule donne le moyen de combler. Aussi voit-on se justifier tous les jours l'assertion, émise pour la première fois par Forbes, que les diverses provinces zoologiques sont des groupes organiques d'*âges différents*, dont les relations mutuelles, dans l'espace, n'ont pas toujours été ce qu'elles sont aujourd'hui.

En résumé, de même que les continents et les océans se sont révélés à nous, à la suite d'un examen attentif, comme des assemblages, plus ou moins hétérogènes, de compartiments distincts, dont on devine que chacun doit avoir son histoire, de même la population animale et végétale actuelle des continents est le résultat des influences multiples que les changements successifs de la terre et des mers ont introduits dans des groupements organiques antérieurs. L'homogénéité n'est pas plus apparente dans les faunes et dans les flores qui nous entourent que dans les formes inertes du globe et, si l'on veut se convaincre de sa réalité, c'est dans la combinaison du présent et du passé qu'il en faut chercher la démonstration.

(1) E. Reclus : *La Terre*, II, p. 242.
(2) P. Fischer : *Manuel de Conchyliologie*, p. 191.

Digitized by Google

§ 2

LA VIE DANS LES MERS

Composition de l'eau de mer. — L'eau de mer offre aux organismes un milieu remarquable par l'uniformité de sa composition. Si l'on excepte les contrées polaires, où l'eau douce résultant de la fusion des glaces vient surnager à la surface et abaisse un peu la salure des nappes sous-jacentes, ou bien encore certaines mers intérieures, comme la mer Noire et la Baltique, où l'apport en eau douce des grands fleuves est supérieur à ce qu'enlève l'évaporation, la composition de l'eau de mer est partout à peu près la même. Elle comporte, sur 1000 parties d'eau, de 34,5 à 37,5 de sels dissous, parmi lesquels le chlorure de sodium entre à lui seul pour 27 parties. Le reste se compose de chlorures de magnésium et de potassium, de sulfates de magnésie et de chaux (ce dernier entrant à peu près pour 1,5 dans le résidu salin total), de carbonate de chaux, de bromure de magnésium, enfin d'iode avec quelques traces d'argent et même de cuivre.

La densité moyenne de l'eau de mer varie depuis 1,029 pour la Méditerranée jusqu'à 1,014 pour la mer Noire ; elle est en moyenne de 1,028 à l'équateur et de 1,026 dans le voisinage du pôle arctique. La congélation de l'eau salée a lieu habituellement à — 2°,55 ; mais à la faveur d'un calme absolu, on peut abaisser à — 3°,9 le point de solidification. Comme le maximum de densité de l'eau de mer est à — 3°,67, on voit que le fond de la mer doit toujours être plus froid que la surface.

Répartition des organismes littoraux. Zones de Forbes. — La distribution des organismes dans les mers en raison de la profondeur a commencé à être bien connue à la suite des belles recherches d'Ed. Forbes sur la faune de la Méditerranée. Ces recherches, combinées avec celles de MM. Sars, Audouin et Milne-Edwards ont permis de diviser le lit de la mer, dans le voisinage des côtes, en quatre zones principales :

1° La *zone littorale* ou *intercotidale*, comprenant la portion du rivage soumise au jeu de la marée.

2° La *zone des Laminaires*, s'étendant du niveau de la basse-mer jusqu'à environ 27 mètres.

3° La *zone des Corallines*, de 27^{m} à 92^{m}.

4° La *zone des Coraux de mer profonde*, s'étendant de 92^{m} à 183^{m} (100 brasses et au delà).

Mac Andrew, dans ses sondages sur les côtes de Norwège, n'avait pas obtenu de coquilles au delà de 365^{m} de profondeur. Dans la mer Egée, Forbes indique 420^{m} comme la limite d'existence des animaux vivants et 455^{m} comme celle au delà de laquelle on ne rencontre même plus les coquilles des animaux morts.

Digitized by Google

Acceptant pour un moment ce résultat, voyons quels sont les caractères principaux des quatre zones qui viennent d'être énumérées.

La *zone littorale* a une amplitude variable avec le jeu des marées. Elle dépend aussi de la forme de la côte et peut faire défaut si cette dernière est tout à fait abrupte, n'offrant aucune surface horizontale sur laquelle les animaux puissent s'attacher. Le contour de la côte et la nature des dépôts qui s'y produisent exercent aussi une sérieuse influence. Cette zone est soumise à des circonstances spéciales, car ses habitants sont périodiquement exposés à l'air, aux rayons directs du soleil et à toutes les variations de la température. Les espèces animales n'y sont pas nombreuses ; mais les individus y abondent (1).

D'après MM. P. Fischer (2) et Vaillant, on peut diviser la zone littorale en trois régions.

1° *Région subterrestre*, située au niveau des hautes mers d'équinoxe, et caractérisée par *Littorina rudis*, *L. neritoïdes* et les végétaux du genre *Lichina*.

2° *Région littorale*, comprenant, au sommet, le niveau des *Balanes*, au milieu, la hauteur des hautes mers de syzygies, le niveau de *Mytilus edulis* avec les genres *Littorina* et *Patella*, à la base l'horizon de *Murex erinaceus*.

3° *Région sublittorale*, au niveau des basses mers d'équinoxe, caractérisée par les genres *Haliotis* et *Pecten* et touchant immédiatement aux régions marines proprement dites.

La nature des espèces dominantes varie, dans la zone littorale, avec celle des plages. Ainsi, tandis que les genres *Littorina*, *Patella*, *Fissurella*, *Haliotis*, *Siphonaria*, *Purpura*, caractérisent surtout les côtes rocheuses, les plages sablonneuses voient dominer les genres *Cardium*, *Tellina*, *Solen* et les plages vaseuses offrent les genres *Lutraria* et *Pullastra*.

Certains gastropodes, tels que les *Cerithium*, *Terebra*, *Natica*, *Pyramidella*, appartiennent à la zone littorale, mais s'enfoncent sous le sable quand la mer baisse. Les végétaux abondent en Europe dans cette zone, où ils sont représentés par les genres *Lichina*, *Fucus*, *Enteromorpha*, *Polysiphonia*, *Laurencia*.

La *zone des Laminaires* est ainsi nommée à cause des algues du genre *Laminaria*, (*L. digitata*), qui s'y rencontrent en abondance sur les côtes rocheuses et forment des forêts en miniature où se réfugient, avec les *seiches* et les *calmars*, les mollusques herbivores, *Lacuna*, *Rissoa*, *Nacella*, *Trochus*, *Aplysia*, etc. Quand le sol sous-marin est mou, les bivalves abondent et fournissent une proie facile aux *Buccinum*, *Nassa*, *Natica*. Sur les côtes sablonneuses ou vaseuses, les Laminaires sont remplacées par les varechs du genre *Zostera*.

C'est à la zone des Laminaires qu'appartiennent les bancs d'huîtres (*O. edulis*), de nos côtes ainsi que les huîtres perlières. Cette région est la plus riche sous le rapport de la vie animale et celle dont les coquilles offrent les colorations les plus vives. Les belles algues écarlates (*Florideæ*), se rencontrent à la partie

(1) Wyville-Thomson : *Les abîmes de la mer*, traduct. Lortet, 1875, p. 12.
(2) *Journal de Conchyliologie*, 1881, p. 182.

Digitized by Google

supérieure de la zone qui nous occupe. Dans les régions tropicales, les coraux constructeurs prennent souvent la place des algues et servent de pâture à des mollusques carnivores, dont quelques-uns, tels que *Purpura* et *Ovulum*, broutent les flexibles Gorgones.

La *zone des Corallines* doit son nom à une autre famille d'algues, à l'abri desquelles habitent, avec les genres herbivores *Fissurella*, *Emarginula*, *Pileopsis*, *Chemnitzia*, les genres carnivores, *Buccinum*, *Fusus*, *Pleurotoma*, *Natica*, *Apporrhaïs*. Les grands bancs de *Pecten* appartiennent à l'horizon supérieur de cette zone, où l'on trouve aussi beaucoup de genres bivalves tels que *Lima*, *Arca*, *Nucula*, *Astarte*, *Venus*, *Artemis*, *Corbula*. Dans la mer du Nord, la zone des Corallines, où abondent les Zoophytes cornés et les bryozoaires, a pour principale production végétale les *Nullipores*, qui couvrent les rochers et les coquilles de leurs incrustations à l'aspect pierreux. En France, où la zone des Corallines ne s'étend pas au delà de 92 mètres, on y observe surtout de grands Buccins (1).

Cette zone comprend les grandes régions de pêche que fréquentent la Morue, la Merluche, la Plie, le Turbot et la Sole.

La *zone des Coraux de mer profonde* renferme aussi beaucoup de *Nullipores*, ainsi que de petits coraux rameux auxquels adhèrent les individus de *Terebratula*. Dans les mers du Nord, c'est cette zone qui fournit les plus grands coraux, *Oculina* et *Primnoa*. Les coquilles y sont relativement plus abondantes à cause de l'uniformité de la température, qui ne se ressent plus que très faiblement des variations extérieures. Les individus sont petits et ont des couleurs peu brillantes. On remarque de plus que *cette zone est celle où il y a le plus grand nombre de genres anciens*, c'est-à-dire déjà représentés dans les formations géologiques antérieures à l'époque actuelle. C'est là que se rencontrent les *Crania*, *Thetis*, *Neæra*, *Cryptodon*, *Yoldia*, *Dentalium*, *Scissurella*.

La zone des Coraux est aussi caractérisée par les brachiopodes des genres *Terebratula*, *Terebratulina*, *Megerlia*, *Argiope*, *Waldheimia*, *Rhynchonella*, *Crania*, qui s'attachent sur les polypiers, sur les alcyonaires et sur les colonies de bryozoaires (*Cellepora*). M. Fischer (2) étend cette zone des brachiopodes jusqu'à 500 mètres et y distingue deux parties, dont l'inférieure, ou sous-zone des *Brissopsis*, va de 185 à 500 mètres. Le mollusque le plus remarquable de cet horizon est *Nassa semistriata*.

Polypiers constructeurs. — Parmi les organismes marins vivant dans le voisinage de la surface, il en est qui offrent une grande importance à cause de leur sensibilité physiologique. Ne pouvant s'accommoder que de conditions extérieures très étroitement définies, ils deviennent des indices beaucoup plus précis que les autres relativement au milieu dans lequel ils se sont développés. De ce nombre sont surtout les *polypiers* constructeurs ou *coralligènes*. Nous aurons plus tard à faire ressortir la part qu'ils prennent à la formation de l'édifice ter-

(1) Fischer : *Manuel de Conchyliologie*, p. 184.
(2) *Ibid.*, p. 186.

Digitized by Google

restre. Pour l'instant, bornons-nous à noter qu'on ne les rencontre que dans les mers où la température de la surface ne s'abaisse jamais, pendant le mois le plus froid, au-dessous de — 20°. Ainsi, tandis qu'à la faveur du Gulf Stream, on en observe aux Bermudes, par 34° de latitude nord, ils font défaut sous l'équateur même, aux îles Galapagos, à cause du courant froid antarctique qui longe la côte de l'Amérique méridionale. De plus, les polypiers coralligènes ne se développent jamais au delà de 40 mètres de profondeur et il est même rare qu'ils atteignent cette limite. Ce n'est pas à la température que ce résultat peut être attribué, car, entre Tahiti et les îles Sandwich, où les coraux n'existent pas au-dessous de vingt brasses, la surface isotherme de — 20° est comprise entre 100 et 200 mètres de profondeur. Quoi qu'il en soit, la limitation des coraux constructeurs à une zone dépassant à peine celle des Laminaires est un fait bien établi et si, comme tout porte à le croire, il en a été de même dans tous les temps, on pourra, dans l'étude du passé, affirmer le caractère superficiel des dépôts coralliens en place.

Diatomées. — Partout où la densité de l'eau de mer est abaissée par l'introduction de l'eau douce, que cette dernière provienne des fleuves ou de la fonte des glaces côtières, on voit les *diatomées*, c'est-à-dire des algues simples, à enveloppe siliceuse, abonder dans les eaux de la surface. On peut les recueillir avec un filet, sur les mailles duquel elles adhèrent sous la forme d'une boue jaunâtre. La mer Glaciale, près du Groënland, du Spitzberg et de la Nouvelle-Zemble, est couverte de ces organismes; une bande s'étend du Cap Nord à l'embouchure de la Tana; une autre longe la péninsule des Samoyèdes.

M. Nordenskjoeld a reconnu que, près du Spitzberg, ces bandes de diatomées produisent, sur l'océan, des contrastes de coloration très tranchés, l'eau étant ici d'un bleu indigo, là, brune ou d'un gris verdâtre. L'eau bleue est dépourvue de diatomées : aussi est-elle beaucoup moins fréquentée par les crustacés qui se nourrissent de ces algues et sont, à leur tour, mangés par les baleines.

Les diatomées ne sont aucunement spéciales aux régions froides et on les rencontre en abondance à la surface sur les côtes du Japon, de la Nouvelle-Guinée, de l'Amérique du nord, dans la mer d'Arafura, dans les baies fermées et les deltas, partout, en un mot, où la densité de l'eau de mer est amoindrie par l'eau douce. Avec elles sont associés des noctiluques, des péridinies, des larves d'annélides, des mollusques et des méduses.

Organismes pélagiques. — Tout ce qui vient d'être dit est relatif à la population animale ou végétale des mers dans le voisinage des côtes. Mais on sait aujourd'hui que la haute mer, indépendamment des poissons qui la parcourent, peut être habitée à la surface par de nombreux organismes, auxquels on donne la qualification de *pélagiques* ou *thalassiques*. Tout d'abord, mentionnons cette mer d'herbes, située en plein Atlantique et qui causa autant d'étonnement que de frayeur aux compagnons de Christophe Colomb. C'est entre le 16e et le 38e degré de latitude N., d'une part, entre le 50e et le 80e de longitude O., d'autre part, c'est-à-dire dans le grand remous formé par les courants marins, que se rencontre

Digitized by Google

cette immense accumulation de varechs, constituant ce qu'on a nommé la *mer de Sargasses*; chaque tige se termine par une cicatrice et est soutenue à la surface par des vésicules pleines d'air. Les poissons se jouent par centaines au-dessous des frondes entrelacées, qui servent en outre d'asile à des myriades de crabes, de crevettes, de serpules et de coquillages. L'étendue de cette mer de varech n'est pas inférieure à 4 millions de kilomètres carrés et il en existe de semblables dans l'Atlantique méridional ainsi que dans le Pacifique.

Mais en outre les grandes nappes océaniques servent d'asile, à la surface, à de nombreux organismes microscopiques appartenant, les uns au règne animal, les autres au règne végétal. Les premiers sont des *Foraminifères*, c'est-à-dire des protozoaires, tantôt calcaires, tantôt siliceux.

Les foraminifères calcaires, notamment ceux des genres *Globigerina*, *Orbulina*, *Pulvinulina*, existent dans toutes les eaux de surface de l'océan, excepté dans les mers, relativement fermées, d'Arafura et du Japon. C'est dans la région tropicale qu'ils abondent et ils sont plus fréquents en pleine mer que près des côtes. Souvent leur nombre est assez grand pour qu'on puisse les recueillir à l'aide d'une bouteille tenue au bord d'un canot. Les foraminifères siliceux ou *Radiolaires* (*Acanthometra*, *Polycystina*) ne sont pas moins répandus que leurs congénères calcaires dans les eaux superficielles.

Aux foraminifères dits *pélagiques* sont associées des algues et notamment des diatomées. Les petites formes des diatomées de la zone glaciale et des régions littorales sont rares dans les régions chaudes pélagiques de l'océan. En revanche, on y observe quelques espèces sensiblement plus grandes et qui jouissent de la phosphorescence au même degré que les noctiluques, avec lesquelles on les rencontre; aussi les naturalistes du *Challenger* ont-ils proposé le nom de *Pyrocystis* pour ces espèces, auxquelles ils attribuent la phosphorescence diffuse des eaux tropicales.

C'est aussi à la famille des algues que semblent appartenir des organismes très élémentaires, à carapaces calcaires, désignés sous les noms de *Coccosphères* et *Rhabdosphères*, et partout répandus dans les eaux de surface de l'Océan, excepté au sud de la latitude de Kerguelen.

Provinces marines. — Telle est, dans l'hypothèse où nous nous sommes placés, c'est-à-dire en admettant la disparition de la vie animale à des profondeurs voisines de 400 mètres, la distribution des organismes marins, réduite à ses traits les plus généraux. Mais cette distribution demeure-t-elle la même à toutes les latitudes ou varie-t-elle suivant les océans?

Tout d'abord on remarque que les mollusques marins peuvent être répartis, comme les mollusques terrestres, en provinces distinctes. Une première division, basée sur la latitude, est celle qui s'établit entre les régions *arctiques*, les régions *subtropicales* et les régions *tropicales*. Ces grandes divisions se répartissent ensuite en 18 provinces malacologiques, dont chacune possède au moins la moitié de ses espèces en propre. L'Europe est ainsi côtoyée par quatre provinces, la p.

Digitized by Google

arctique, sur le littoral de la Norvège, la p. *boréale*, de l'Islande aux Iles Britanniques; la p. *celtique*, du nord de l'Ecosse au golfe de Gascogne; enfin la p. *lusitanienne* au sud.

Sur la côte américaine, la province boréale descend jusqu'à la latitude de New-York, c'est-à-dire qu'elle suit le cours des isothermes. Mais cette concordance est loin d'être générale, et il y a, entre les faunes sud-américaine, sud-africaine et sud-australienne, par exemple, des différences extrêmement tranchées, qu'il est impossible d'attribuer à la seule influence du climat. Ces différences ne s'expliquent, comme celles que nous ont offertes les organismes terrestres, que par l'influence du passé et c'est ainsi que les provinces actuelles se présentent à nos yeux comme les restes de faunes plus anciennes et auxquelles les variations de la géographie terrestre ont imposé des vicissitudes diverses. Depuis longtemps, par exemple, on a remarqué que la mer Caspienne, aujourd'hui réduite à la condition de mer intérieure ayant sa surface à près de 25 mètres au-dessous du niveau de la mer Noire, offrait par sa faune des affinités zoologiques à la fois avec le lac d'Aral, avec la mer Noire et avec l'océan Glacial. Il n'est donc pas douteux que la localisation actuelle de la mer Caspienne ne soit un fait relativement récent, produit de phénomènes géologiques successifs, et s'il est vrai, comme l'affirme M. O. Grimm (1), que les affinités arctiques soient celles qui offrent les apparences les plus modernes, il sera permis d'en conclure que la mer Caspienne était déjà séparée de la mer Noire quand elle communiquait avec l'océan arctique par un chenal longeant le pied de l'Oural.

Organismes des grandes profondeurs. — Nous avons dit que les recherches poursuivies par Forbes dans la Méditerranée avaient accrédité l'opinion que la vie était impossible dans les mers au delà de 550 mètres de profondeur. L'excès de pression et l'absence de lumière paraissaient à beaucoup d'esprits offrir une justification suffisante de ce résultat.

Cependant, dès 1818, lors de l'expédition arctique de John Ross et de Sabine, on avait trouvé, dans la baie de Baffin, par 1830 mètres, une magnifique astérie (*Asterias Caput-Medusæ*) et de nombreux annélides (*Lumbricus tubicola*), logés dans une boue verdâtre. En 1860, la croisière du *Bull-Dog* amena la découverte, faite par le Dr Wallich, de treize étoiles de mer, recueillies à 2300 mètres. En 1862, M. Torell découvrit des mollusques et des zoophytes à 2500 mètres, près du Spitzberg. Deux ans auparavant, lors de la réparation du câble reliant la Sardaigne à l'Afrique, M. Fleeming Jenkin avait trouvé, attachées à un fragment du cable immergé par plus de 2000 mètres, une ou deux espèces de polypiers, notamment *Caryophyllia borealis*; sur d'autres portions du câble adhéraient, de 150 à 2000 mètres de profondeur, des échantillons des genres *Grantia*, *Plumularia*, *Gorgonia*, *Alcyonium*, *Cellepora*, *Retepora*, *Eschara*, *Salicornaria*, *Ascidia*, *Lima* et *Serpula*. De son côté, M. Alph. Milne-Edwards (2), en

(1) *American Journal*, [3], XI, p. 500.
(2) *Annales des sciences naturelles*, 4e série, 1861, XV, p. 149.

Digitized by Google

examinant les échantillons recueillis lors de la réparation du même câble, y reconnaissait une faune d'annélides, de gastropodes et de lamellibranches, d'autant plus intéressante que quelques-unes des espèces de cette faune n'étaient encore connues qu'à l'état fossile.

Tous ces faits commençaient à ébranler singulièrement l'opinion reçue lorsque le dernier coup lui fut porté par les mémorables campagnes que firent, en 1868, 1869 et 1870, MM. Wyville-Thomson, Carpenter et Gwyn Jeffreys à bord des vaisseaux *Lightning* et *Challenger*. Ces campagnes furent suivies, en 1870, par l'exploration sous-marine du littoral de la Floride, confiée à MM. Pierce et Pourtalès, puis par la grande expédition du *Challenger*, continuée de 1873 à 1876 à travers l'océan Atlantique et l'océan Pacifique, sous la direction de M. Wyville-Thomson. Ensuite vinrent l'expédition anglaise du *Valorous* (1875), la campagne scandinave du *Vöringen* (1876) et l'expédition américaine du *Blake* (1877-1878). Enfin en 1880 un navire français, le *Travailleur*, s'est livré à des recherches du même genre dans les fosses profondes du golfe de Biscaye et M. Alph. Milne-Edwards, chargé de présider à ces travaux, a déjà fait connaître quelques-uns des résultats obtenus avec la participation de MM. Vaillant, de Folin, Marion, Fischer et Périer.

Résultats des recherches les plus récentes. — Le premier fait mis en lumière par ces diverses expéditions est l'abondance et la variété de la vie organique dans les profondeurs des océans, si longtemps regardées comme inhabitables. Ainsi, à 4450 mètres au-dessous de la surface, au large de la baie de Biscaye, on a recueilli avec la drague des spécimens vivants et bien nets de toutes les grandes divisions des invertébrés. Quant aux poissons, il n'y a pas de limite à leurs pérégrinations et on en a capturé jusque par des fonds de 5300 mètres. Les ophidiens et les genres *Coccia*, *Sternoptyx*, *Stomias* sont ceux qui paraissent s'aventurer le plus bas.

La pression n'est donc pas un obstacle à la vie, ce qui se conçoit si l'on réfléchit que les animaux marins étant organisés pour être entièrement pénétrés par le liquide ambiant, il n'y a pas, entre l'intérieur et l'extérieur de leurs organes, ce défaut d'équilibre qui affecte les animaux terrestres lorsqu'on les plonge dans l'eau. La seule chose à craindre pour les êtres marins serait donc l'écrasement possible de leurs tissus; mais ces tissus possèdent une telle élasticité que ce résultat ne se produit ni sur les os des poissons, ni sur les parties molles des divers animaux. Seules les carapaces calcaires paraissent quelquefois attaquées, au delà de 4500 mètres. Du moins, à partir de cette limite, voit-on disparaître les foraminifères à enveloppe calcaire; la disparition semble progressive et s'annonce par la ténuité et la fragilité de plus en plus grandes de ces petites coquilles.

Il reste cependant une difficulté à résoudre. On sait que la plupart des réactions physiologiques ont besoin, pour s'accomplir, de l'intervention de la lumière. Or comment imaginer que les radiations lumineuses puissent pénétrer à de telles profondeurs? Et pourtant, les animaux recueillis dans les grands fonds sont loin

Digitized by Google

d'être tous aveugles et dépourvus de couleurs. Il en est, au contraire, dont le système visuel est parfaitement développé et dont les teintes sont assez riches.

Sans prétendre que la question soit complètement résolue, on peut dire que la difficulté (qui d'ailleurs ne portait que sur l'explication d'un fait, incontestable en lui-même) est devenue beaucoup moindre depuis qu'on a reconnu la phosphorescence de certaines espèces recueillies dans ces parages. La première constatation en est due à M. Wyville-Thomson (1). Quelques-uns des dragages du *Porcupine* ayant été faits la nuit, par 1000 mètres de profondeur, dans un point de l'Atlantique riche en étoiles de mer de l'espèce *Ophiacantha spinulosa*, on s'aperçut que les houppes de la drague remontaient illuminées par des lueurs du vert le plus éclatant, produites par les mouvements de cet échinoderme, et l'on put même constater que les lueurs étaient d'autant plus vives que les individus étaient plus jeunes. Dans la même campagne, cette propriété de la phosphorescence fut retrouvée dans la Plume de mer rose dite *Pavonaria quadrangularis*; cette espèce développe une lueur d'un lilas-pâle, semblable à la flamme du cyanogène et assez vive pour éclairer parfaitement toutes les parties d'une tige accrochée à la drague. Enfin le fait a été entièrement confirmé, en 1880, par les recherches du *Travailleur*. La drague ayant ramené, vers minuit, de grands Gorgoniens du genre *Isis*, on put constater que toute la partie du sarcosome située entre les zooïdes émettait une lumière intense. En agitant ces animaux, on produisait comme une pluie de feu, permettant, par une nuit obscure, de lire des caractères très fins (2). Plusieurs crustacés aux yeux phosphorescents ont été recueillis, dans ces mêmes grands fonds du golfe de Gascogne, entre 1000 et 2000 mètres.

Ainsi il n'est peut-être pas téméraire de penser que les astéries, d'une part, les plumes de mer et les gorgones, d'autre part, qui forment sur les grands fonds de véritables forêts en miniature, peuvent produire, par leurs mouvements, la quantité de lumière nécessaire à l'accomplissement des actes physiologiques. Du reste, il est à remarquer que les protozoaires, qui dominent dans les profondeurs, où ils peuvent servir de nourriture à des animaux plus élevés, absorbent les aliments par toute la surface de leur corps gélatineux et de même qu'ils tirent directement de l'eau de mer la silice ou le calcaire nécessaires à leurs carapaces, de même ils y peuvent puiser la matière organique par laquelle leur corps s'entretient, sans avoir besoin d'une intervention spéciale de la lumière. Quoi qu'il en soit, la facilité avec laquelle les actes physiologiques s'accomplissent au fond des mers ne peut faire l'objet d'aucun doute et chaque coup de drague donné dans les grandes profondeurs atteste l'étonnante richesse de la vie organique dans ces abîmes encore à peine explorés. Quelques exemples suffiront pour en donner une idée.

Dans la mer des Antilles et le golfe du Mexique, de 1877 à 1879, il a été recueilli, jusque par 3500 mètres, 214 espèces de crustacés, dont 153 nouvelles

(1) *The depths of the sea.*
(2) Alph. Milne-Edwards: *Association scient. de France*, août 1880.

Digitized by Google

pour la science. Certains groupes que l'on avait crus étrangers aux mers américaines sont au contraire extraordinairement abondants à ces grandes profondeurs (1). La variété des formes zoologiques est si grande, qu'elle rend presque impossible l'application des classifications jusqu'ici les mieux établies. Les types de transition abondent et on trouve des intermédiaires entre des groupes jusqu'ici considérés comme tout à fait distincts. Dans l'Atlantique, la drague ramène jusqu'à vingt échantillons à la fois d'échinodermes, étoiles de mer ou holothuries, ainsi que des oursins, des crinoïdes et de très beaux types d'éponges siliceuses, dont les spicules ressemblent à du verre filé. Sur les plateaux sous-marins de la Floride, à 1400 mètres de profondeur, on trouve une faune très riche d'invertébrés, parmi lesquels les huîtres, les mollusques et les annélides ont des yeux bien développés. Quand on songe que ces recherches sont encore à leur début, il est permis d'en attendre une ample moisson de découvertes nouvelles. Mais celles qui sont déjà enregistrées suffisent pour montrer à quel point l'on s'était trompé en croyant que la vie, dans les mers, était concentrée au voisinage immédiat de la surface.

Il y a cependant certaines profondeurs exceptionnelles d'où la drague n'a pas encore rapporté d'organismes vivants, si ce n'est peut-être quelques annélides et des foraminifères, le plus souvent à enveloppe siliceuse. Les foraminifères arénacés de ces grands fonds sont intéressants par le fait que leur coquille est composée d'une agglutination de petits fragments minéraux d'origine volcanique, empruntés au fond sur lequel ils vivent. Aucun polypier (à l'exception de *Fungia symmetrica*, trouvé jusqu'à 5400 mètres), ne dépasse 3000 mètres. Le *Challenger* n'a jamais recueilli de *ptéropodes*, d'*hétéropodes* ni de *gastropodes* pélagiques au-delà de 4000 mètres, tandis qu'ils abondent dans les profondeurs inférieures à 3000 mètres. Quant aux foraminifères calcaires des genres *Globigerina* et *Pulvinulina*, qu'on avait crus d'abord confinés dans les eaux de surface, les observations de M. Brady (2) ont établi qu'il en existait certainement des espèces vivantes dans les grands fonds.

Lorsqu'on promène la drague par des fonds de 5500 mètres et plus, comme l'a fait le *Challenger* dans le Pacifique, on ne recueille guère que des dents de *squales* et des *caisses tympaniques de baleines*, c'est-à-dire les débris de vertébrés qui n'habitaient pas à ces profondeurs et les conditions dans lesquelles se présentent ces accumulations de dents et d'ossements permettent de croire qu'elles sont le produit d'un très long espace de temps. En effet, parmi ces échantillons, il en est d'absolument intacts, tandis que d'autres sont recouverts par une incrustation d'oxyde de fer et de manganèse, dont l'épaisseur peut varier depuis celle d'une feuille de papier jusqu'à plusieurs centimètres. Certaines de ces dents paraissent d'ailleurs appartenir à des espèces éteintes. Chose remarquable; il en est qui portent, à leur surface, des incisions rectilignes tout à fait sem-

(1) Alph. Milne-Edwards: *Comptes rendus*, XCII, n° 8.
(2) *Journ. of microscopical science*, XIX, p. 84.

Digitized by Google

blables à celles qu'on y pourrait tracer avec un outil tranchant. C'est évidemment l'œuvre de la dent d'un poisson carnivore et le fait est bon à retenir, des incisions de ce genre ayant souvent été présentées comme la marque d'un travail exécuté de main d'homme.

Zone abyssale. — Les grandes profondeurs océaniques forment, au point de vue organique, ce que les zoologistes sont convenus d'appeler la zone *abyssale*. Les mollusques y sont encore abondants entre 500 et 2000 mètres; mais, dans les eaux plus profondes, le nombre des espèces paraît très restreint (1). En général, les coquilles de la zone abyssale sont de petite taille, peu colorées, à test blanc, translucide et mince. Les organes visuels sont très rarement dépourvus de pigment, bien que la cécité ait été constatée chez quelques espèces. Les formes dominantes, en fait de mollusques, sont les Scaphopodes, les Gastropodes Tectibranches, des Rhipidoglosses, des Lamellibranches, enfin des Brachiopodes, parmi lesquels *Terebratula Wyvillei* descend jusqu'à 5300 mètres.

On peut distinguer, dans la zone abyssale, deux sous-zones (2), la première, s'étendant de 500 mètres à 1500 ou 1800 mètres, c'est-à-dire jusqu'à la profondeur où s'établit à peu près partout la température de $+4^{\circ}$ et la seconde, comprise entre 1500 ou 1800 mètres et 5000 mètres. Cette dernière est la zone *benthale* de M. Gwyn Jeffreys.

Dans les dragages profonds, on rencontre souvent des coquilles vides, qui proviennent sans aucun doute des zones supérieures et même de la zone littorale. Ces coquilles ont pu être entraînées et dispersées sur le fond par les courants. Mais il est plus probable que les poissons qui se nourrissent de mollusques ont été les agents de cette dissémination.

Uniformité de la faune abyssale. Son caractère polaire. — L abondance de la vie dans les profondeurs de l'Océan, au moins jusqu'à 4000 ou 4500 mètres, n'est pas, à beaucoup près, le seul résultat que les récents dragages aient mis en évidence. Il en est d'autres, encore plus importants pour la Géologie et sur lesquels il convient d'arrêter notre attention. Le premier est la frappante *uniformité de la faune profonde* en quelque lieu des mers qu'on l'observe. Ainsi le polypier que nous avons déjà cité, *Fungia symmetrica* et qui habite aussi bien à 60 mètres qu'à 5400 mètres, se trouve à la fois dans l'Atlantique nord et dans l'Atlantique sud; on le rencontre près de la barrière de glaces qui limite l'océan Indien, ainsi que dans tout le Pacifique et jusqu'aux environs des Moluques. De même, un crinoïde connu près des côtes de Norwège, *Rhizocrinus Loffotensis*, existe dans l'Atlantique, près de la Grande Bretagne comme au voisinage des Açores et se retrouve devant Montevideo. Le *Challenger* a recueilli les mêmes formes profondes dans tout le Pacifique, alors que, suivant les latitudes, les organismes de surface différaient sensiblement. Enfin les espèces ramenées par le *Travailleur* du fond des fosses du golfe de Gascogne sont celles qui ont été

(1) P. Fischer : *Manuel de Conchyliologie*, p. 187.
(2) Ibid., p. 189.

Digitized by Google

trouvées au nord de la Scandinavie, sur les côtes du Groënland et aux îles Shetland.

La cause de cette uniformité est facile à découvrir. Elle réside tout entière dans l'égalité de température des grandes profondeurs océaniques. Nous avons déjà montré qu'au-dessous de six cents mètres, toute la masse de l'Atlantique et du Pacifique possédait une température comprise entre + 5° et zéro. La composition de l'eau de mer étant à peu près la même partout et les influences littorales, déterminées par la nature des côtes, ne pouvant pas se faire sentir dans les régions profondes, on peut dire qu'il y a, dans ces parages, quelle que soit la latitude ou la longitude, identité complète dans les conditions du milieu; de là cette identité de faune, qui fait que les provinces zoologiques marines n'ont de signification qu'en ce qui concerne les zones littorales superficielles.

Mais cette température uniforme, toujours maintenue aux environs de zéro, entraîne une autre conséquence; c'est *le caractère polaire des faunes profondes.* Ainsi les organismes marins et spécialement les échinodermes, qu'on rencontre près de la surface, sur les côtes de la Norwège et du Groënland, se retrouvent, entre l'Écosse et les îles Feroë, à 1000 mètres de profondeur, c'est-à-dire dans une zone dont la température est comprise entre + 1° et 0°. De même, au large de l'Écosse, de l'Irlande, des côtes de France et de celles du Portugal, les échinodermes scandinaves abondent entre 1600 mètres et 4000 mètres. Les remarquables Alcyonaires du golfe de Gascogne, qui comprennent des Gorgonides et des Pennatulides, sont des types des mers arctiques.

Cela ne signifie pas que les régions arctiques doivent être considérées comme les centres de distribution de ces espèces. Cela veut dire seulement que leur apparition au voisinage de la surface n'a lieu que dans les contrées polaires, parce que c'est là que la zone superficielle réalise les conditions de température qui, partout ailleurs, sont spéciales aux grandes profondeurs. Aussi est-il exact de dire que, dans les mers largement ouvertes, *la distribution de la vie est déterminée par la température.*

Cette liaison des régions polaires de surface avec les profondeurs des basses latitudes n'est pas moins frappante dans l'hémisphère méridional. Ainsi, de l'examen des espèces recueillies entre les îles Malouines et Montevideo, M. Wyville-Thomson a conclu que la faune d'eau profonde se propageait des mers antarctiques dans l'Atlantique. De même, entre l'île Juan Fernandez et Valparaiso, les dragages manifestent une richesse de vie plus grande que celle qui, d'ordinaire, caractérise l'océan Pacifique; or l'ensemble de cette faune, dans le chenal profond qui longe le pied de la chaîne des Andes, est encore, sous le 55e degré de latitude, frappant par les analogies qu'il révèle avec la faune antarctique des îles Crozet et Kerguelen; plusieurs espèces, notamment les oursins de la famille des ananchytes, sont identiques dans les deux régions. Aussi M. Wyville-Thomson regarde-t-il le chenal sud-américain comme une des grandes voies par lesquelles se fait la migration vers le nord des espèces australes.

Digitized by Google

En résumé, l'océan se partage, au point de vue organique, en deux zones distinctes : une zone superficielle, comprise entre la surface et 500 mètres, caractérisée à la fois par l'abondance et par la variété des espèces ainsi que par l'étendue limitée des provinces zoologiques; et une zone profonde, où règne la plus grande uniformité dans la distribution des êtres.

La zone profonde offre, de nos jours, un caractère boréal ou austral, c'est-à-dire polaire. Mais il n'en faudrait pas conclure que les espèces qui la peuplent ne puissent s'accommoder que d'une température très froide. Les organismes marins possèdent, à cet égard, une assez grande élasticité et de même qu'un froid de —3° ne paraît gêner en rien l'existence des siphonophores ni celle des méduses ctènophores, de même la température des profondeurs océaniques pourrait s'élever de plusieurs degrés sans porter préjudice aux animaux qui s'y rencontrent.

Ancienneté relative des types d'eau profonde. — Enfin le résultat le plus important, au point de vue géologique, de l'exploration des profondeurs maritimes est la constatation de *l'ancienneté relative des faunes de mer profonde.* Quand on compare la population animale des grands fonds avec celle de la surface ou des rivages, il semble, dit M. Alph. Milne-Edwards (1) « qu'on ait sous les yeux deux faunes distinctes, n'appartenant ni au même temps ni au même climat. Les animaux littoraux se rapportent à des types plus élevés en organisation; ceux des profondeurs ont un caractère plus ancien; quelques-uns d'entre eux présentent avec les fossiles de l'époque secondaire d'incontestables affinités, d'autres rappellent l'état larvaire de certaines espèces actuelles. » Ainsi, dans le golfe du Mexique et la mer des Antilles, on a trouvé jusqu'à 3500 mètres des représentants du genre *Willemœsia*, ces singuliers macroures qui reproduisent presque complètement les formes des *Eryon* du terrain jurassique, mais qui sont aveugles et que le *Challenger* avait déjà recueillis dans sa seconde campagne, aussi bien dans l'Atlantique que dans le Pacifique. Sur les côtes de la Floride, les coraux et les échinodermes d'eau profonde ont entièrement le *faciès* de ceux des faunes tertiaires et crétacées. Dans l'Atlantique et, plus tard, dans le Pacifique méridional, on a trouvé un oursin à plaquettes mobiles, *Calveria hystrix*, étroitement allié à un type de la craie blanche.

Les encrines, assez rares dans le terrain crétacé, plus rares encore dans le tertiaire, n'étaient connues jusqu'à ces derniers temps, dans la faune actuelle, que par deux espèces des Antilles, appartenant au genre *Pentacrinus*. Or, un seul dragage, opéré en 1870 par M. Gwyn Jeffreys dans le milieu de l'Atlantique nord, a fourni, par 2000 mètres de profondeur, vingt échantillons d'un nouveau *Pentacrinus* (*P. Wyville-Thomsoni*) deux *Apiocrinides*, type jurassique déjà bien dégénéré dans le *Bourqueticrinus* de la craie et, en outre, le *Rhizocrinus Loffotensis*.

(1) *Comptes rendus*, XCII, p. 384.

Digitized by Google

Sur 42 genres de polypiers recueillis dans la grande campagne du *Challenger*, 20 sont connus à l'état fossile. Parmi ces derniers, il en est 8 des formations secondaires, savoir 2 du terrain jurassique et 6 du terrain crétacé. De ces 20 genres anciens, 13 étaient connus dans la faune actuelle avant l'expédition du *Challenger*, qui en a ainsi augmenté la liste de 7, soit plus de 50 0/0; et cette addition est d'autant plus significative que, sur ces 7 il est 3 genres dont l'origine est antérieure au terrain tertiaire.

On se rappelle qu'en parlant de la zone des coraux d'eau profonde, nous avions dit que cette zone, la dernière de la série de Forbes, était celle qui contenait le plus de genres anciens. Voilà donc ce résultat généralisé de la façon la plus remarquable et il semble dès lors que les grandes profondeurs océaniques soient comme le refuge à la faveur duquel les espèces d'ancienne date ont le mieux réussi à prolonger leur existence.

Il n'y a pas lieu de s'en étonner; car plus on remonte dans le passé et moins l'organisation des types est élevée; or le caractère auquel se mesure le degré de perfection d'un type organique est, on le sait, la différenciation de plus en plus grande des fonctions et cette différenciation est toujours en rapport avec la variabilité des conditions physiques du milieu. Il n'est pas douteux que les circonstances extérieures de lumière, de chaleur, de relief, etc., ne soient aujourd'hui, en chaque lieu du globe, plus variables qu'elles n'ont été à d'autres époques; et en même temps il y a de nos jours, selon toute vraisemblance, plus de différence qu'il n'y en a jamais eu entre les conditions des pôles et celles de la zone équatoriale. C'est pourquoi, tandis que les organismes de surface devaient refléter fidèlement ces variations dont ils subissaient l'influence, c'est dans la profondeur, au sein d'un milieu invariable, que les êtres moins différenciés ont dû aller se réfugier. Ceux-là sans doute auront le mieux résisté dont l'organisation pouvait le moins être affectée par la basse température qui règne et qui probablement règnera de plus en plus dans ces régions.

Organismes des mers intérieures. — La distribution des organismes d'eau profonde étant déterminée par la température uniformément basse qui prévaut dans les grandes nappes océaniques, on peut s'attendre à ce que cette distribution ne soit pas la même dans les océans largement ouverts et dans les mers intérieures, ne communiquant avec les premiers que par des seuils situés à une faible profondeur.

Le petit nombre de documents que l'on possède à l'heure présente ne permet pas encore d'en donner une démonstration décisive et il convient d'attendre, pour se prononcer, que des dragages profonds aient été exécutés dans les grandes mers intérieures, telles que la Méditerranée, dont une très petite partie seulement a été déjà explorée à ce point de vue.

Cependant les indices recueillis permettent de croire qu'il y a, entre les mers fermées et les océans, de notables différences sous le rapport de la faune. Ainsi le bassin oriental de la Méditerranée, à partir du seuil sous-marin qui relie la

Digitized by Google

Sicile à l'Afrique, paraît être, au-dessous de 366 mètres (200 brasses), d'une rare pauvreté organique. Ce fait, constaté lors de la campagne du Porcupine, justifierait jusqu'à un certain point les conclusions de Forbes, qui se trouveraient ainsi exactes pour le bassin particulier que ce savant avait le mieux exploré.

M. Carpenter a cherché la cause de cette différence, d'abord dans le grand nombre de particules fines que l'eau de la Méditerranée orientale tient en suspension, ensuite dans la forte proportion d'acide carbonique qui se trouve dans les parties profondes de ce bassin. Il est certain que l'eau de la Méditerranée est chargée de matières solides très fines, attribuées par les observateurs au limon du Nil, et dont le dépôt s'opère avec une grande lenteur, tandis que la décantation de l'eau des fonds vaseux, dans l'Atlantique, se fait toujours avec facilité.

De plus, l'acide carbonique y est toujours abondant. Tandis que, pour 100 parties de gaz dissous, les eaux de surface de l'Atlantique contiennent 25 d'oxygène et 21 d'acide carbonique, les eaux du fond renferment en général 19,5 du premier gaz et 28 du second. Quant à la proportion d'azote, elle s'abaisse de 54 à 52,5. Une fois, par exception, la quantité d'acide carbonique s'est élevée à 48; mais jamais la proportion d'oxygène n'est tombée au-dessous de 16. Or pourvu que l'oxygène subsiste en quantité suffisante, la vie animale peut s'accommoder d'une proportion d'acide carbonique égale à la moitié du gaz dissous.

Dans la Méditerranée, l'analyse des eaux provenant de 3000 mètres et 3600 mètres de profondeur, dans le bassin oriental, a donné à M. Carpenter seulement 5 parties d'oxygène pour 35 d'azote et 60 d'acide carbonique. La proportion du premier gaz au dernier, qui, dans l'Océan, ne descend pas au-dessous de $\frac{1}{3}$, s'était donc abaissée jusqu'à $\frac{1}{12}$, ce qui suffit à expliquer la pauvreté organique des grands fonds méditerranéens. Quant à la cause qui détermine cet excès d'acide carbonique, il serait pour l'instant, prématuré de vouloir la deviner. Cependant nous ne pouvons nous empêcher de faire ici un rapprochement qui nous a été suggéré par la lecture des ouvrages consacrés aux explorations sous-marines.

Les recherches de MM. Jacobsen et Buchanan ont établi que c'est surtout au sulfate de magnésie que l'eau de mer doit la propriété de retenir l'acide carbonique, au point que ce gaz ne s'en sépare qu'incomplètement par l'ébullition dans le vide (1). Or, tandis que l'eau de l'Océan contient 1,20 et celle de la Manche 2,49 pour 1000 de sulfate de magnésie, on en constate, en moyenne, 7,02 pour 1000 dans la Méditerranée. Cette seule cause pourrait suffire pour expliquer l'abondance de l'acide carbonique dans cette mer. Quoi qu'il en soit, nous pouvons toujours retenir, des observations qui précèdent, ce fait important par ses conséquences géologiques, qu'à la même époque et avec des conditions de surface identiques, deux mers également profondes peuvent différer singulièrement l'une de l'autre par la population organique de leurs fonds.

Bathybius. — Nous ne saurions quitter ce sujet sans dire un mot du *Bathybius*,

(1) Wyville-Thomson : *Les abîmes de la mer*, Traduct. Lortet, 1875, 445.

Digitized by Google

ce prétendu organisme dont une interprétation hâtive des premiers dragages atlantiques avait fait admettre l'universelle répartition sur le fond des mers.

L'eau recueillie dans l'Atlantique, à plus de 1000 mètres de profondeur, et conservée dans des bocaux, s'était montrée chargée, en abondance, d'une matière floconneuse, agitée de mouvements qui l'avaient fait considérer par MM. Huxley et Haeckel comme un protoplasme doué d'une sorte de vie diffuse. On avait crée pour ce nouvel être le nom de *Bathybius* et, les coccosphères, ou plutôt leurs carapaces calcaires, dites *coccolithes* et *rhabdolithes*, se montrant enchevêtrées dans les flocons du protoplasme, avaient été regardées d'abord comme une dépendance organique du *Bathybius*. C'est ainsi que M. Guembel écrivait (1) : « Les coccolithes (Bathybius) se rencontrent dans toutes les mers et à toutes les profondeurs ». Il semblait donc que partout, le fond des océans fût tapissé par une sorte de gelée vivante, premier effort de la matière brute, au dire de quelques savants, pour conquérir l'organisation.

Lors de la grande campagne du *Challenger*, les naturalistes de l'expédition ayant constamment échoué dans leurs tentatives pour observer le *Bathybius*, on commençait à douter, tout ou moins, de la généralité de sa distribution. Les chimistes, d'ailleurs, ne réussissaient pas davantage à découvrir des parcelles de matières organiques dans l'eau des grands fonds, une fois qu'on en avait extrait les êtres bien spécifiés, animaux ou végétaux, qui pouvaient s'y rencontrer. Cependant, les échantillons de l'eau du fond, conservés dans des bocaux à la faveur de l'esprit de vin, laissèrent bientôt apparaître un précipité floconneux ayant toutes les apparences du *Bathybius*. M. Buchanan (2) le soumit à diverses expériences et reconnut qu'il ne contenait pas de matière organique, mais se composait uniquement de *sulfate de chaux amorphe*, dont la précipitation était due à l'alcool employé. Il s'assura que cette gelée pouvait être de nouveau dissoute et, à l'aide d'un volume moindre d'alcool, précipitée derechef, mais cette fois à l'état d'aiguilles possédant la forme cristalline caractéristique du gypse. Néanmoins, à l'état gélatineux, le précipité se colorait par les dissolutions de carmin et d'iode, preuve évidente que cette faculté de coloration, longtemps regardée comme une propriété de la matière organisée, n'est autre chose qu'un simple phénomène de capillarité. Aussi le *Bathybius* a-t-il définitivement disparu de la science, dans laquelle il n'avait fait d'ailleurs qu'une courte apparition et il demeure établi que les organismes marins, si rudimentaires qu'ils puissent être, appartiennent tous, jusqu'ici, à des êtres parfaitement spécifiés.

(1) *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 1870, p. 753.
(2) *Proceedings of the Royal Society*, XXIV.

Digitized by Google

LIVRE DEUXIÈME

DYNAMIQUE TERRESTRE EXTERNE

La dynamique terrestre externe est l'ensemble des modifications que la surface du globe éprouve de la part des agents extérieurs, dont l'action a son principe à la fois dans l'énergie solaire et dans la gravité. Les fluides qui environnent l'écorce solide, soulevés et agités par la chaleur du soleil, s'appliquent sans cesse à dégrader les matériaux de cette écorce : ceux-ci, devenus mobiles et entraînés, soit par l'atmosphère, soit par les eaux courantes, obéissent à la pesanteur qui les sollicite et descendent dans des régions de plus en plus basses, après avoir servi, durant leur parcours, d'instruments efficaces à l'œuvre de dégradation que poursuivent les éléments. Ainsi peu à peu les particules solides du globe se rapprochent de la situation d'équilibre stable, en même temps que la surface terrestre acquiert une forme qui la protège mieux contre toute action ultérieure.

Tel est le jeu de la dynamique externe. Il s'exerce à la fois par des agents physiques, qui sont l'atmosphère et l'eau sous ses diverses formes, eau marine, eau courante, glace, etc., et par des agents physiologiques, c'est-à-dire par les organismes vivants. De là diverses catégories d'actions, dont l'étude approfondie est indispensable, non seulement à l'intelligence des formes actuelles du globe, mais encore à celle des phénomènes du passé.

PREMIÈRE SECTION

ACTIONS PHYSIQUES ET MÉCANIQUES

CHAPITRE I

ACTION DE L'ATMOSPHÈRE

§ 1

ÉROSIONS ET TRANSPORTS ATMOSPHÉRIQUES

Principe de l'action atmosphérique. — L'atmosphère agit directement sur les parties solides du globe par sa température, par sa composition et par sa masse.

Digitized by Google

L'action de la température consiste à désagréger les roches, soit par dessiccation et retrait sous l'influence de la chaleur, soit par fendillement sous l'influence du froid. Ce dernier effet peut être considérablement facilité par l'eau dont la plupart des roches sont plus ou moins imbibées et qui, en se congelant la nuit dans les fissures que le retrait a fait naître, produit, par sa dilatation, l'effet d'un coin pour séparer les parties fendues. C'est la succession, plusieurs fois répétée, du chaud et du froid, qui provoque la désagrégation rapide de la surface des roches et les réduit en menus fragments. Sur les hautes montagnes, où le froid de l'hiver est intense et où, la plupart du temps, les phénomènes de dislocation ont, à l'avance, préparé les plans de division, les flancs des cimes sont le plus souvent jonchés d'amas chaotiques de blocs ainsi détachés sous l'influence des variations de la température. Seulement, dans ce cas, l'atmosphère est loin d'être seule en jeu et il convient de faire une part très importante à l'action de la neige et de l'eau qui sont venues remplir les fissures.

Dans les pays de plaines, les alternatives de chaud et de froid, susceptibles de produire quelquefois, dans l'espace de douze heures, des différences de près de cent degrés, réduisent peu à peu la surface des roches en éléments assez minces pour qu'un faible effort mécanique suffise à les déplacer. C'est alors que, sur ces particules désagrégées, l'atmosphère devient capable d'agir par sa masse en produisant des effets de transport souvent très intenses.

Influence de la sécheresse. Déserts. — Mais pour que ces effets puissent se produire, il est nécessaire que les particules détachées des roches demeurent sèches, c'est-à-dire que l'action atmosphérique ne soit pas effacée par celle, beaucoup plus puissante, de la pluie et des rivières. C'est dans ce sens qu'intervient la composition de l'air, considérée du moins au point de vue de sa richesse en vapeur d'eau. C'est pourquoi, partout ailleurs qu'au bord de la mer, où la force du vent est assez grande pour qu'aucun obstacle n'entrave sa manifestation, le travail mécanique qu'on peut attribuer en propre à la masse de l'atmosphère ne se produit que quand l'air est exceptionnellement sec. D'une part, la sécheresse de l'air a pour conséquence l'absence des cours d'eau, qui ne peuvent s'alimenter que par les précipitations atmosphériques et le vent n'a plus à redouter la concurrence d'un instrument de transport d'une efficacité supérieure. D'autre part, cette sécheresse réagit directement sur l'état physique du sol en donnant naissance au phénomène des *déserts*.

Un désert n'est pas nécessairement un ancien fond de mer ou de lac desséché, sur lequel l'action calorifique du soleil s'est exercée avant qu'aucune végétation ait pu s'y développer. Une atmosphère sèche succédant, par suite d'un changement de climat, à un air suffisamment pourvu de vapeur d'eau, peut transformer en désert une région jusqu'alors occupée par la végétation. En effet les plantes ne peuvent vivre que dans un air contenant une certaine proportion d'humidité et ce n'est qu'à la faveur de ce véhicule aqueux qu'elles puisent dans le sol certains principes nécessaires à leur alimentation. La sécheresse de l'air entraîne

Digitized by Google

donc la suppression de toute végétation et ainsi rien ne protège plus la terre contre l'ardeur du soleil et les alternatives de la température. Dès lors, sous l'action d'un ciel obstinément pur, les sommets des montagnes se dégarnissent des neiges qui les couvraient, les pentes perdent leur parure de forêts et sur les plaines, devenues arides, le sol acquiert une mobilité qui le livre sans défense à l'action mécanique du vent. C'est de cette manière que le territoire du Colorado et le bassin du grand Lac Salé, compris entre les Montagnes Rocheuses et la chaîne côtière du Pacifique, ont vu, sous l'influence d'un changement radical survenu dans l'humidité de l'atmosphère au début de la période actuelle, leurs lacs tarir et leurs plaines se transformer en déserts de sables ou de pierres.

D'après cela, le pouvoir mécanique du vent, comme agent de modification de la surface terrestre, doit dépendre à la fois de la sécheresse et de la vitesse des masses d'air en mouvement. C'est-à-dire que la source première en doit être cherchée dans les phénomènes qui président à la circulation atmosphérique et que nous avons précédemment analysés dans leurs traits généraux, en montrant dans quelle large mesure ils sont influencés par la distribution relative des terres et des eaux. Mais en outre l'effet dont les vents sont capables est puissamment modifié en chaque lieu par les circonstances topographiques ; on peut donc dire en toute sûreté que l'action mécanique de l'atmosphère est principalement réglée par les conditions géographiques actuelles du milieu dans lequel elle est appelée à s'exercer.

Vitesse du vent. — La masse de l'atmosphère, quand elle est mise en mouvement, s'augmente des particules solides qu'elle transporte et qui en font ainsi, dans certains cas, un puissant agent d'érosion. Comme cet effet est lié à la vitesse du vent, il importe de se faire une idée de la valeur que peut atteindre cet élément.

La vitesse des vents ordinaires varie depuis $0^m,30$ par seconde jusqu'à 28 mètres, limite à laquelle on peut faire commencer la catégorie des ouragans. Voici, d'après M. Czerny (1), les vitesses et les pressions correspondantes des diverses espèces de vents.

DÉSIGNATION DES VENTS	VITESSE EN MÈTRES PAR SECONDE	PRESSION EN KILOGRAMMES PAR MÈTRE CARRÉ
1. Vent faible.	$0^m,30$ à $0^m,40$	$0^k,15$ à $1^k,87$
2. — modéré.	4^m à 7^m	$1^k,87$ à $5^k,96$
3. — frais.	7^m à 11^m	$5^k,96$ à $15^k,27$
4. — fort.	11^m à 17^m	$15^k,27$ à $34^k,35$
5. — violent.	17^m à 28^m	$34^k,35$ à $95^k,4$

Transport de poussières. — Ces chiffres rendent bien compte de la faculté que possèdent les vents d'entraîner au loin les poussières et les sables. C'est

(1) *Petermann's Mittheilungen*, 1876, Ergänzungsheft.

Digitized by Google

ainsi qu'on voit souvent tomber en Italie des pluies de sable dont l'origine saharienne paraît incontestable, car on a pu, d'après les renseignements météorologiques transmis de la bordure septentrionale du Sahara, prédire avec succès de tels phénomènes plusieurs jours à l'avance. Les cendres du Vésuve, en 472, ont été chassées jusqu'à Constantinople et celles des volcans de l'Islande, en 1875, sont venues tomber dans les rues de Stockholm, après un parcours aérien de 1900 kilomètres.

Ces pluies de sable sont fréquentes dans l'Atlantique, à l'ouest du Sahara et s'étendent jusqu'au milieu de cet océan, dans la région des vents alizés de nord-est : aussi leur donne-t-on le nom de *poussières d'alizés* (*Passatstaub*).

Un fait remarquable est la fréquence, dans les pluies de poussière, des organismes microscopiques et spécialement des diatomées. Dans une pluie de ce genre, tombée à Lyon en 1846, Ehrenberg a trouvé 12,5 % d'organismes, parmi lesquels 39 espèces de diatomées siliceuses, 8 rhizopodes et 25 de ce qu'il a nommé des *Phytolitharia*. Ces poussières sont fréquemment rouges ; aussi leurs chutes sont-elles désignées sous le nom de *pluies de sang*. L'espace sur lequel ces pluies se font sentir comprend l'Afrique septentrionale, l'Europe méridionale et les latitudes correspondantes de l'Asie ; néanmoins les organismes qui s'y rencontrent ne paraissent pas appartenir à l'Afrique; 15 espèces sont américaines et quelques-unes sont marines. Jusqu'à présent, l'étude des pluies de poussière connues a fourni plus de 300 de ces organismes, dont on peut dire que l'origine reste encore très incertaine.

Ouragans. — La puissance du vent dans les ouragans est énorme. La vitesse des cyclones est capable d'atteindre 45 mètres par seconde, soit 162 kilomètres à l'heure ; mais plus communément elle se tient entre 20 et 30 kilomètres. Fresnel évaluait à 275 kilogrammes par mètre carré la plus forte pression dont le vent soit susceptible ; mais quelques observateurs, se fondant sur les effets mécaniques de certaines tempêtes, ont porté cet effort à 400 kilogrammes. Il est certain qu'en 1825, pendant un ouragan à la Guadeloupe, une planche de bois, épaisse de plus de 2 centimètres, fut saisie par un coup de vent qui lui fit traverser de part en part un tronc de palmier de $0^{m},40$. Des meubles fracassés furent transportés à Montserrat par dessus un bras de mer de 80 kilomètres de large (1).

Les trombes qui se forment dans quelques orages soulèvent, non seulement des masses de poussière, mais encore, dans les montagnes, des débris de pierres. M. Theobald a vu, en Suisse, de ces trombes qui n'avaient pas moins de 15 à 18 mètres de largeur et il regarde comme possible que certains amas de débris schisteux, qui ressemblent à des *piles* élevées de main d'homme, aient été entassés par les tourbillons du vent (2).

Action du vent sur les roches. — Sans nous arrêter davantage à ces effets exceptionnels, toujours très étroitement localisés, il convient d'étudier les effets

(1) E. Reclus : *La Terre*, II, 353.
(2) Theobald in Reclus : *La Terre*, II, 379.

Digitized by Google

d'érosion dont l'atmosphère en mouvement est susceptible sous l'action des vents régnant dans la contrée. On sait que le sable, projeté avec force contre un obstacle, peut y creuser des rainures profondes et cette propriété a été utilisée industriellement par l'invention du soufflet à sable, qui constitue une véritable machine à user. Or la même action s'exerce naturellement quand le vent entraîne avec lui des particules sableuses. Ces particules, généralement constituées par du quartz, usent et polissent les surfaces sur lesquelles elles passent. Ainsi, dans le Sahara, les calcaires prennent un poli analogue à celui du marbre et la marche des chameaux à leur surface en devient très difficile. Les cailloux épars sur le sol s'arrondissent et le sable siliceux trace des stries sur les parois qui l'obligent à infléchir son mouvement. C'est ce qu'on observe bien à l'île de Sylt, dans la mer du Nord, où les sables, poussés par le vent contre les vitres des habitations, les rayent au point de leur enlever toute transparence.

Aucune roche n'échappe à cette action. Dans les déserts de la Californie, le granite lui-même et le quartz prennent une surface polie et les roches moins dures sont rayées et striées de mille manières. Les géologues américains et, en particulier MM. Blake, Newberry et G. K. Gilbert, ont observé de remarquables exemples de cet effet mécanique dans le Colorado et la Californie.

Près du confluent du Colorado avec la rivière de la Vierge (1), se trouve un large plateau de gravier dont la surface, dure et unie, est parsemée de cailloux façonnés par le sable. Les pierres dures et homogènes, comme le quartzite et la calcédoine, sont arrondies et aussi parfaitement polies que si elles avaient été roulées dans un courant d'eau; les roches cristallines, comme le basalte et le trachyte, prennent une surface inégale, les cristaux les plus durs demeurant en saillie; enfin les calcaires sont sillonnés par un réseau de vermiculures qui dessinent les arabesques les plus capricieuses. De même, dans le Sahara, M. Rolland (2) a recueilli des cailloux calcaires à la surface desquels le sable poussé par le vent avait tracé des incisions formant une véritable dentelle, dont le dessin laissait reconnaître la direction des vents dominants.

Roches perchées ou isolées par le vent. Dans certaines gorges où la violence du vent est forcée de se concentrer, les effets de ce genre atteignent une intensité encore plus grande. Tantôt, au pied d'une falaise ébouleuse, la force du vent suffit pour nettoyer le talus de tous les galets tombés à sa surface; tantôt, comme auprès du Paria-Creek et du Rocker-Creek, elle donne naissance au phénomène des *roches perchées*. Si un gros bloc de conglomérat vient à tomber du haut de la falaise sur le schiste qui en forme le pied, la violence du vent, accrue par cet obstacle, s'applique à en dégrader la base. En même temps que le bloc diminue et s'amincit par le bas, le schiste sur lequel il repose est enlevé sur tout le pourtour et bientôt le bloc se trouve perché (fig. 20), dans des conditions d'équilibre instable, sur une colonne de schiste destinée à s'écrouler un jour, après

(1) Gilbert in *Wheeler's Report*, Washington, 1875, p. 82.
(2) Mission transsaharienne d'El Goléah.

Digitized by Google

quoi le même effet ira se reproduire à un niveau inférieur. Sur les formations arénacées, comme les grès tendres, l'érosion par le sable transporté est encore plus efficace, mais les traces n'en demeurent pas visibles sur la surface constamment renouvelée des roches.

M. Schweinfurth, dans son voyage au centre de l'Afrique, a vu un véritable obélisque naturel, de plus de 10 mètres de haut, en forme de poire renversée, et par conséquent sensiblement rétréci à la base, constitué par un bloc de granite. Ce bloc avait été isolé par le vent et aminci près du sol par le tourbillonnement de l'air chargé de sable. Des pierres analogues, mais plus petites, s'observaient assez souvent aux environs (1).

Fig. 20. — Roche perchée par le vent à Rocker-Creek (Arizona) (d'après G. K. Gilbert). — La roche est un bloc de conglomérat, reposant sur un support schisteux.

Lorsque le vent dégrade un terrain composé d'éléments meubles, comme un conglomérat, il en fait tomber les débris sur les pentes et ainsi se constituent des dépôts particuliers, résultats de la combinaison de la pesanteur avec l'action atmosphérique. Mais de tels dépôts sont beaucoup plus fréquents lorsque la dégradation des roches s'opère sous l'influence des eaux pluviales; nous ne les étudierons donc pas ici.

Dépôts éoliens. — En revanche, c'est bien l'action de l'atmosphère en mouvement qui semble prédominer dans la formation de certains amas de poussières, tels que ceux qui ont été signalés par M. Virlet d'Aoust sur les flancs de plusieurs des montagnes du plateau mexicain. Ces dépôts, dont l'épaisseur atteint jusqu'à cent mètres, sont formés par une marne jaune meuble, homogène, qui ne présente de traces de stratification que quand son accumulation a été interrompue par la chute des cendres provenant des volcans voisins. M. Virlet d'Aoust considère ces amas comme le résultat de grands tourbillons de poussière, au dépôt desquels la pluie n'a pas été étrangère. Telle serait aussi, selon M. de Richthofen, l'origine du *loess* de la Chine, cette terre végétale accumulée parfois sur 600 mètres d'épaisseur et n'offrant aucun indice de stratification, tandis qu'on y observe des traces de végétaux et des mollusques terrestres. Il y faudrait voir la poussière provenant des déserts voisins, amenée en Chine par les vents et progressivement accumulée avec les restes des herbes de steppes qui s'étaient, à bien des reprises, établies sur sa surface. Bien entendu la pluie aurait contribué, dans une notable mesure, à la régularité du dépôt; mais l'origine première en

(1) Petermann's *Geogr. Mittheilungen*, 1876.

Digitized by Google

serait essentiellement atmosphérique. Toutefois cette manière de voir, dite théorie *éolienne*, est contestée par beaucoup d'observateurs, pour qui le dépôt du loess est par excellence un phénomène aquatique. Du moins l'origine éolienne, admissible pour quelques dépôts exceptionnels, ne semble-t-elle pas devoir être acceptée pour les limons qui s'étendent sur de grandes surfaces.

Action des déserts sur la direction des vents. — Nous ne saurions terminer ce chapitre sans mentionner une curieuse conséquence de l'établissement des déserts, conséquence indiquée par M. Rohlfs dans son voyage au centre de l'Afrique (1). Lorsqu'un pays primitivement humide se tranforme en désert à cause de la sécheresse survenue dans l'atmosphère, il finit par s'y établir un centre de dépression barométrique. Dès lors l'air afflue de tous côtés pour remplacer celui qui s'est élevé dans les hautes régions et quelquefois il arrive que cet afflux d'air, en raison de son origine, modifie d'une manière très heureuse les conditions des districts qu'il traverse. Ainsi le centre de dépression barométrique du Sahara a fait naître, au nord du lac Tchad, un appel des vents humides du sud-ouest. La steppe dite Tintumma a été ainsi conquise à la végétation. Le progrès vers le nord de cette conquête est manifeste; aux herbes succèdent les *Mimosa* et les bestiaux paissent aujourd'hui sur un sol dont, il y a peu de siècles, les sables étaient encore en possession. L'action desséchante du désert n'est donc pas destinée à s'étendre de proche en proche au delà de toute limite et le phénomène, lorsqu'il a atteint un certain degré d'intensité, pose lui-même des bornes à son extension. C'est alors que l'action de l'homme peut utilement se faire sentir pour accélérer, par des dispositions bien combinées, le travail que la nature a elle-même inauguré.

§ 2

DUNES

Si l'action dynamique de l'atmosphère se traduit, au premier abord, par des phénomènes d'érosion et de transport, elle n'en contribue pas moins, sur certains points, à augmenter l'épaisseur de l'écorce solide et à en accentuer le relief d'une manière très sensible, par la façon dont elle accumule les produits qu'elle a transportés. Ces accumulations constituent les *dunes*, dont le mode de formation mérite d'être étudié avec quelques détails.

Sans doute le phénomène des dunes se manifeste avec une intensité particulière sur les bords de la mer, d'un côté parce que c'est là que par le jeu des marées et la mise à découvert des plages, le vent rencontre la plus grande somme de matériaux accessibles à son action, de l'autre parce que c'est sur les côtes que la puissance des courants atmosphériques atteint son maximum. Aussi, à de certains égards, les dunes doivent-elles être considérées comme un phénomène marin.

(1) In Czerny : *Petermann's Mittheilungen*, 1876.

Digitized by Google

Mais si nous laissons de côté, pour l'examiner ultérieurement, la part qu'elles prennent à la modification des rivages, elles s'offrent à nous comme une manière d'être très générale de l'activité externe du globe, susceptible de produire, dans les déserts, des effets parfaitement comparables à ceux des dunes littorales. L'étude en est donc bien placée ici et nous ne retiendrons, de l'observation qui vient d'être faite, qu'une seule chose : c'est que les phénomènes naturels sont généralement assez complexes pour qu'il soit difficile de les encadrer, en toute rigueur, dans une classification parfaitement méthodique.

Mode de formation des dunes. — Le sable fin, produit de la désagrégation des roches quartzeuses sous une influence quelconque, est poussé par le vent sur une plaine. Si aucun obstacle n'entravait sa marche, le sable continuerait à cheminer jusqu'à ce qu'il pût venir s'accumuler dans une dépression ou buter contre une ligne de relief. Mais, quelque unie que soit une plaine, il existe toujours à sa surface des inégalités, tout au moins des touffes d'herbes ou des cailloux, qui arrêtent en certains points le mouvement des sables. Chacun de ces obstacles devient ainsi l'origine d'un petit monticule, capable à la longue de se transformer en une *dune*.

Le mode de formation de ces monticules est facile à observer à l'aide d'un obstacle artificiel, tel qu'une rangée de piquets établie sur une plage sableuse. Les matériaux fins, que la force du vent obligeait à remonter la pente doucement inclinée de la plage, viennent buter contre l'obstacle en formant un talus tourné vers la direction du vent. Mais ce talus n'arrive pas jusqu'à l'obstacle lui-même et sa crête demeure à quelque distance (fig. 21). En effet, au moment où le vent vient frapper la ligne de piquets, il est repoussé en arrière et donne naissance à un remous ou tourbillon, dont le diamètre est toujours proportionnel à la hauteur de l'obstacle (1). Ce remous définit la limite à laquelle les grains de sable peuvent monter, c'est-à-dire la crête du talus ; en arrière de celle-ci la pente du monticule est celle qui convient à l'éboulement naturel du sable. Mais la dune continuant à augmenter, il arrive un moment où le courant d'air qui rase la surface du talus vient affleurer sur le sommet A de l'obstacle : alors c'est en arrière de ce dernier qu'il dépose les matériaux transportés ; l'espace vide correspondant au remous primitif se comble peu à peu et bientôt le piquet disparaît, enfoui sous une vague sableuse dissymétrique, dont la pente vers le vent est en moyenne, dans les Landes, de 7 à 12 degrés, tandis que du côté de l'éboulement elle est de 29 à 32 degrés ; même elle atteindrait 45 degrés si les pluies ne ravinaient pas la surface en faisant écrouler le sable.

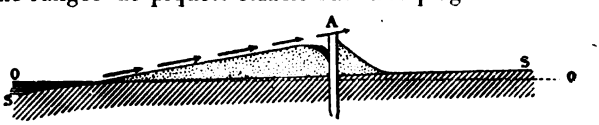

Fig. 21. — Formation des dunes. — o.o. niveau de la mer. s.s. sol naturel.

(1) E. Reclus : *La Terre*, II, 253.

Digitized by Google

Déplacement des dunes. — De cette manière, le sol se couvre d'une série d'ondulations plus ou moins parallèles, comparables aux lames successives qui viennent déferler sur une plage doucement inclinée. Mais ces ondulations ne sont pas fixes et leur destinée est de cheminer sans cesse dans la direction du vent. En effet, lorsque la crête de chacune d'elles a atteint la hauteur à laquelle la force de l'air en mouvement peut faire monter les particules sableuses le long du talus, le sable ne s'accumule plus qu'en arrière, surtout à la faveur de l'écroulement progressif de la crête et ainsi l'intervalle entre deux rides successives tend à se combler; alors le talus de la ride d'arrière étant devenu moins roide, le sable le remonte plus aisément et en relève le sommet. De cette manière, d'une part les rides cheminent devant elles et, d'autre part, leur élévation devient de plus en plus grande à mesure qu'on marche dans le sens du vent. Elles constituent ainsi comme autant de vagues (fig. 22) dont les crêtes viennent affleurer

Fig. 22. — Profil normal d'une dune.

à un même plan. La pente de ce plan est la direction moyenne, inclinée sur l'horizon, que le vent, d'abord horizontal, est forcé de prendre, tant par l'obstacle que les dunes lui opposent que par la composante verticale des remous qui se produisent entre deux ondulations consécutives. En outre, quand la dune chemine, les lignes de thalweg prennent successivement la place des lignes de crête et réciproquement; en sorte que le même point du sous-sol est revêtu, suivant les temps, d'une épaisseur variable de sable. Enfin la forme des dunes en marche doit être généralement celle d'un croissant ayant sa convexité tournée vers le vent; car les particules sableuses, ayant moins de hauteur à franchir sur les bords de la dune qu'en son centre, cheminent plus vite à droite et à gauche. La crête doit donc se courber en formant deux pointes avancées vers l'intérieur. Ce phénomène des dunes *en croissant* a été bien constaté par tous les voyageurs qui ont parcouru le Sahara et les déserts américains.

Arrangement des matériaux. — D'après ce qui vient d'être dit, l'inclinaison des couches doit être très variable dans les dunes; en effet, les strates successives qui s'accumulent du côté du vent offrent une pente assez faible, tandis que, de l'autre côté, elles peuvent présenter une forte pente en sens inverse : certaines parties, amoncelées sous l'influence des remous, peuvent aussi s'étaler en couches confuses. D'ailleurs la direction du vent n'est pas constante et les changements qu'elle subit influent sur l'alignement des talus. C'est pour cette même cause que les éminences de sable dont l'ensemble constitue un massif de dunes présentent le plus souvent un arrangement si confus qu'on peut facilement s'égarer dans ce dédale où l'œil ne saisit aucun point de repère. Mais la force du vent n'est pas moins variable, d'une part avec les saisons et de l'autre avec la distance

Digitized by Google

à la côte, s'il s'agit d'une dune marine. En pareil cas, le principal effort des masses d'air se dépense contre le littoral et c'est sur le rivage même que les matériaux les plus lourds doivent se déposer; une dune offrira donc, du côté de la mer, des sables coquilliers, des graviers, parfois même des branches d'arbres et des épaves, rejetées par les tempêtes, tandis qu'en arrière se déposeront les sables fins. Comme d'ailleurs les lignes de côtes ne sont pas absolument fixes et que le domaine maritime a pu quelquefois avancer ou reculer dans le cours des siècles, il arrivera souvent qu'une dune d'ancienne date et d'étendue notable présentera, dans son profil transversal, une succession de dépôts grossiers et de couches de sable fin. Néanmoins ce dernier élément l'emportera toujours de beaucoup sur tous les autres.

Dunes continentales. — Cette variété de composition ne se retrouvera pas, en général, dans les dunes continentales. Au Sahara les sables des dunes accusent un triage et un classement très parfaits. Leurs grains, exclusivement quartzeux, sont roulés et polis et leur diamètre moyen est inférieur à un millimètre; ils sont identiquement les mêmes du sommet à la base de la dune; individuellement hyalins ou légèrement colorés en jaune rougeâtre par des traces d'oxyde de fer, ils prennent en masse une teinte d'or mat, magnifique sous le soleil du Sahara (1). La hauteur habituelle des dunes élémentaires, c'est-à-dire faisant saillie au milieu d'une chaîne de sables, ne dépasse pas une vingtaine de mètres; exceptionnellement, quelques pitons de sable atteignent 70 ou 80 mètres.

Les dunes continentales ne sont pas toujours le produit d'un transport de sables à de grandes distances. Il en est qui résultent simplement de la désagrégation, longtemps prolongée, de collines de grès, dont elles occupent encore la place. Telles seraient, d'après M. Vatonne, les dunes des environs de Ghadamès, dont plusieurs s'élèvent à 150 et même 200 mètres de hauteur; ordinairement les accumulations de sable désagrégé sur place ont un noyau solide de grès; on les reconnaît à la forte inclinaison qu'elles présentent du côté du vent et qui peut atteindre 37 degrés. Ces masses se déplacent, suivant les changements du vent, à droite et à gauche du noyau qu'elles entourent. Leur fixité relative tient à ce que leur grain est généralement plus grossier que celui des dunes mouvantes.

Il ne faudrait cependant pas généraliser cette observation outre mesure. Ainsi que l'a fait observer M. Rolland (2), ce n'est pas dans les centres de désagrégation des roches arénacées qu'il convient d'étudier le phénomène des dunes, mais bien dans les régions où l'apport du sable est incontestablement l'œuvre du vent. Or, dans la bande crétacée située au centre du Sahara algérien, qui ne comprend que des calcaires et des marnes, les dunes de sables transportés peuvent atteindre une centaine de mètres de hauteur. Ainsi, à 20 et 40 kilomètres à l'est d'El Goléah, on observe deux chaînes de dunes de 80 kilomètres de longueur sur une largeur moyenne de 4 kilomètres. Ces chaînes ont pour base un

(1) Rolland : *Revue scientifique*, 1881, p. 610.
(2) Ibid., p. 612.

Digitized by Google

plateau dont le calcaire, poli par le vent, apparaît au milieu de cirques et au fond d'entonnoirs dans les dunes, et la formation qui devrait recouvrir le calcaire se compose, comme on peut s'en assurer sur les escarpements et les témoins voisins, de marnes sans mélange de couches arénacées. C'est donc bien à un transport lointain que sont dues ces accumulations, égales en hauteur aux plus importantes des dunes maritimes. De son côté, M. Rohlfs a signalé, dans le désert de Libye, des dunes qui atteignaient de 50 à 70 mètres.

Les dunes du Sahara sont généralement alignées; les deux grandes chaines dont il vient d'être question côtoient le pied occidental de deux séries d'escarpements et de monticules crétacés en place. De même, au nord-est d'El-Goleah, les dunes de l'Oued-Sidi-Hamed, de l'Oued-Zirara, de l'Oued-el-Khoua, suivent des vallées qu'elles remplissent complètement ou dont elles occupent le flanc méridional (1) et les cols des chaines de sable font face aux cols qui séparent les vallées. Il est naturel de voir le sable s'accumuler ainsi de préférence dans les dépressions : sur les plateaux proprement dits, il roule sans s'arrêter.

On a souvent fait la remarque que les dunes continentales étaient situées au voisinage d'anciens lits de mers ou de lacs aujourd'hui à sec. Ainsi les dunes du groupe de l'Erg, dans le Sahara, se sont formées, suivant M. Pomel, aux dépens des alluvions sableuses déposées, à l'époque quaternaire, en amont des dépressions du Melrir et du Gourara. Il est certain que le littoral d'une nappe d'eau en voie de disparition est un terrain exceptionnellement propice à la formation des dunes, car la puissance du vent s'y exerce sur des matériaux déjà désagrégés et qu'aucune végétation ne protège. Mais ainsi que nous l'avons déjà dit, le même effet peut se produire si, par suite d'un changement survenu dans les courants atmosphériques, une région primitivement couverte de prairies et même de bois vient à être balayée par des vents desséchants. Pour le Sahara, en particulier, on peut dire que le phénomène des dunes est intimement lié au changement qui, dans cette contrée, a fait succéder l'extrême sécheresse actuelle à l'extrême humidité de la période quaternaire, attestée par les puissantes alluvions dont le désert contient encore de nombreux témoins. Seulement, pour que les dunes se forment, il faut que le vent ait à sa disposition une roche quartzeuse accessible à la dégradation. Or les grès dévoniens du Sahara étant très compactes, il se trouve que les alluvions quaternaires sont seules en état de fournir les matériaux des dunes et c'est dans cette mesure que le phénomène atmosphérique est lié à l'ancienne hydrographie du pays.

Mobilité des dunes continentales. — Sur un désert, le vent n'a pas la même constance que sur le bord de la mer : aussi la mobilité des dunes y est-elle plus capricieuse et, selon la saison, leur marche peut s'effectuer suivant des directions variables. Néanmoins l'ensemble des vents offre toujours, dans chaque région, une résultante de sens déterminé, qui définit la direction générale du transport

(1) Rolland : *loc. cit.*

Digitized by Google

des sables. C'est ainsi que les sables du désert de Libye tendent sans cesse à envahir l'Egypte, où ils ont enseveli, non seulement des monuments anciens, mais même des villages dont la submersion par les dunes est postérieure à l'introduction de l'islamisme dans le pays. La marche vers l'est ne s'arrête qu'à la vallée du Nil, dans laquelle les sables s'engouffrent, augmentant la quantité des matériaux détritiques que charrie le fleuve. Au delà de cette vallée, le phénomène atmosphérique se fait encore sentir sur la bande comprise entre le Nil et la mer Rouge; mais, faute de matières transportées, il se borne à faire de ce pays un *désert de pierres* en enlevant, pour le jeter dans la mer, le sable primitivement mélangé aux cailloux.

Dans le Sahara, les grandes dunes marchent vers le sud-est (1); mais ce mouvement d'ensemble est presque insensible pendant la durée d'une génération, ainsi que le démontre la permanence des routes et des points d'eau dans les grands massifs. En revanche, la configuration superficielle subit des oscillations périodiques.

Dans le désert de Gobi, où le vent du nord-est domine, la partie orientale est un désert de pierres, tandis que les sables s'accumulent dans l'ouest. La mer Caspienne se comble à l'est par les sables que le vent apporte du désert de Touran et, au nord-ouest du Sahara, de grands bancs de sable envahissent l'océan Atlantique. Sur plusieurs points du globe, ces transports de sables, en barrant le chemin aux fleuves, les ont obligés, tantôt à se perdre, tantôt à s'infléchir, pour retrouver une issue, dans une direction différente de celle qu'indiquait la pente générale du terrain.

Le phénomène du transport et de l'accumulation des sables s'exerce encore d'une manière appréciable dans des régions fort éloignées des déserts. Ainsi des dunes terrestres, de 10 mètres de hauteur, se forment en France sur la rive du Gardon, en aval du pont romain, sous l'influence du mistral. Des dunes plus petites, mais non moins caractérisées, existent dans la forêt de Fontainebleau, constituées par les sables tertiaires que le vent enlève, pour les déposer sur la surface des plateaux de calcaire de la Beauce.

Dunes maritimes. — Les dunes maritimes sont généralement, par leur masse et la hauteur qu'elles peuvent atteindre, plus importantes que les dunes terrestres. Le phénomène dépend à la fois de l'intensité du vent soufflant de la mer, de la nature du sable de la plage et de l'amplitude du jeu des marées. Plus cette dernière est considérable et plus est grande la provision de matériaux sur laquelle l'énergie des courants atmosphériques peut se dépenser. Sur les côtes méditerranéennes, de Port-Vendres aux Bouches-du-Rhône, les dunes ne dépassent guère 6 à 7 mètres, parce qu'il n'y a pas de marées sensibles et que, de plus, le vent dominant souffle vers la mer. Les dunes du littoral de Gascogne atteignent 75 mètres : il en est même une dont la crête est à 89 mètres. Sur

(1) Rolland : *Comptes rendus*, 18 avril 1881.

Digitized by Google

les côtes du Norfolk, en face de la mer du Nord, les dunes anglaises ont de 50 à 60 mètres, tandis qu'en Cornouailles, à la faveur des fortes marées de la Manche et des grands vents de l'Atlantique, elles atteignent 100 mètres. Les plus hautes dunes du monde sont probablement celles qui bordent le littoral atlantique du Sahara. Ainsi, entre le cap Bojador et le Cap-Vert, il paraît que leur altitude est de 120 à 180 mètres.

La bande des dunes de Gascogne, de l'Adour à l'embouchure de la Gironde, se prolonge sur plus de 200 kilomètres et occupe, sur une largeur moyenne de 4 à 5 kilomètres, pouvant quelquefois aller à 7 ou 8, une superficie de 90 000 hectares. On évalue le volume des sables ainsi amoncelés à 20 ou 30 milliards de mètres cubes.

Les dunes de Gascogne sont presque uniquement constituées par des grains de quartz; on y trouve aussi un peu de lydienne et de fer oxydulé. La proportion de calcaire que les débris de coquilles y peuvent introduire ne s'élève pas au-dessus de 0,3 pour 100 (1). Au contraire, les dunes de la Bretagne contiennent, grâce aux coquilles brisées, une quantité de carbonate de chaux s'élevant jusqu'à 68,5 pour 100, dans la baie d'Audierne et à Saint-Pol-de-Léon, et demeurant, en moyenne, d'à peu près 40 0/0. Dans le Pas-de-Calais, un peu de glauconie s'associe au sable siliceux et le calcaire varie entre 3 et 4 0/0. Enfin, en Hollande, à Scheveningue, il n'y a que 0,6 0/0 de calcaire, dans un sable quartzeux avec mica et grenat rouge, tandis qu'à Zandvoort, près de Harlem, une dune très chargée de débris coquilliers contient 29,5 0/0 de carbonate de chaux.

Le sable siliceux est nécessaire à la formation des grandes dunes, parce qu'il est le seul qui se dessèche immédiatement aux premiers rayons du soleil et qu'il est plus rebelle que tout autre à la végétation. Cependant il existe des dunes calcaires; mais elles n'atteignent qu'une faible hauteur. Nous en avons signalé en Bretagne, où l'élément calcaire, fourni par les coquilles brisées, est quelquefois en plus forte proportion que l'élément siliceux. Sur les îles de polypiers, il y a des dunes entièrement formées de sable calcaire, et dont la hauteur est d'environ 10 mètres. Leur stratification est enchevêtrée, à cause de la variabilité des vents de tempêtes qui leur ont donné naissance et quelques-unes ont pris l'état solide par suite d'infiltrations qui en ont cimenté les éléments.

Les dunes ne se forment pas dans la baie du Mont Saint-Michel, ainsi que l'a fait observer Élie de Beaumont (2), à cause de la nature du sable qui en tapisse le fond. A l'inverse des sables quartzeux de plages, qui n'ont un peu de compacité que quand ils sont humides, et auxquels les rayons du soleil rendent bien vite toute leur mobilité, la *tangue* du Mont Saint-Michel, très mobile quand la marée la baigne, devient assez ferme lorsqu'elle est à sec. Le vent n'a donc pas de prise sur ses particules.

(1) Delesse : *Lithologie du fond des mers.*
(2) *Leçons de Géologie pratique*, I, p. 200.

Digitized by Google

Empiètements des dunes. — La marche en avant des dunes maritimes est parfois très rapide. On cite, aux environs de Saint-Pol-de-Léon, en Bretagne, un district habité antérieurement à 1666 et qui, depuis cette époque, a été envahi par une couche de sable de 6 à 7 mètres. En 1722, cette dune avait conquis plus de 24 kilomètres, c'est-à-dire que le sable avait cheminé avec une vitesse de près de 500 mètres par an (1). Depuis cette progression a été arrêtée par des plantations. Du reste, de pareilles vitesses sont exceptionnelles dans l'histoire. Il est même rare d'en observer d'aussi grandes que celle de la dune qui, en 1688, fit irruption sur les terres du Suffolk en gagnant 80 mètres par an.

Sur le littoral de la Gascogne, des observations poursuivies pendant huit années par Brémontier lui ont donné 20 à 25 mètres pour le progrès annuel des dunes de la Teste. Ce résultat s'accorde assez bien avec les documents historiques relatifs à l'église de Lège qui, rebâtie en 1480 à 4 kilomètres de sa position primitive, dut être reconstruite, en 1650, à trois kilomètres plus loin dans les terres. L'église du Vieux-Soulac, aujourd'hui dégagée des sables qui, pendant longtemps, n'en avaient laissé voir que le clocher, date du douzième siècle; son enfouissement a été très progressif et, longtemps avant d'être obligés de l'abandonner, les habitants avaient dû y pratiquer une entrée latérale à un niveau supérieur à celui du porche.

Cette église et les ruines de l'ancien village qui l'entourait ont offert un exemple intéressant du mode de cheminement des dunes. Couvertes une première fois par le sable, elles ont été ultérieurement découvertes, la crête de la grande vague sableuse s'étant transportée en avant sans augmenter de hauteur, de telle sorte que son talus extérieur ne suffisait plus à masquer les restes primitivement enfouis sous sa masse.

Les dunes de la Courlande cheminent vers la lagune qui les sépare de la terre ferme avec une vitesse d'environ 6 mètres par an.

L'obstacle le plus efficace au cheminement des dunes est la consolidation du sol sableux par des semis. Certaines plantes conviennent particulièrement à cet office, notamment *Arundo arenaria*, *Carex arenaria*, *Salix arenaria*, *Psamma arenaria*, *Elymus arenarius*, *Dianthus gallicus*, etc. Une fois le sol fixé par les herbes et les arbustes, des plantations de pins, protégées au début par des clayonnages, peuvent achever l'œuvre et transformer en une véritable richesse ces sables qui menaçaient de tout détruire autour d'eux. Tout le monde connaît les résultats obtenus, grâce à l'initiative de Brémontier, sur le littoral de Gascogne, où des forêts de pins, dont la valeur est estimée à 25 millions de francs, ont définitivement fixé le sol des dunes landaises. Des entreprises analogues ont été tentées avec succès dans le Pas-de-Calais.

Valeur chronométrique des dunes. — On a parfois représenté les dunes comme une sorte de *chronomètre* ou plutôt de *sablier* naturel (2), permettant

(1) Elie de Beaumont : *Leçons de Géologie pratique*, I, p. 204.
(2) Elie de Beaumont : *Leçons de Géologie pratique*, I, p. 209.

Digitized by Google

d'apprécier, par l'espace que les sables ont parcouru, le temps écoulé depuis que les relations actuelles entre le niveau de la terre ferme et celui des océans ont été établies. Mais d'une part rien ne prouve que la vitesse de cheminement des sables ait été la même à toutes les époques et, d'autre part, il y a des dunes, comme celles de nos côtes, dont la mobilité paraît être de date relativement récente.

En effet, d'après les témoignages historiques, toutes les dunes de l'Europe étaient autrefois couvertes de forêts. Les anciens géographes sont unanimes à représenter les bois comme s'étendant jusqu'à la mer dans les Pays-Bas et les idiomes des Bataves, des Angles et des Frisons ne contenaient aucun mot spécial qui pût désigner un monticule de sable mouvant. Ni Strabon ni Pline ne mentionnent l'existence des dunes et un passage d'Ausone, cité par M. Delfortrie (1), semble indiquer que la mobilité des sables était inconnue en Gascogne à l'époque gallo-romaine. En effet, dans une épître adressée à Théon, habitant du Médoc, Ausone s'exprime ainsi : « Quid geris, extremis positus telluris in oris, cultor arenarum vates? Cui litus arandum Oceani finem juxta, solemque cadentem, etc. »

Les dunes des Landes recouvrent en de nombreux points des troncs de chênes, de pins et d'autres essences. La forêt d'Arcachon contient, avec des pins gigantesques, des chênes d'une circonférence énorme, attestant la haute antiquité de ces bois. Les rôles gascons, les chroniques nous montrent que les ports de Mimizan, du cap Breton et du Vieux-Soulac ont conservé leur entrée libre jusqu'au XVIe siècle, avant d'être d'abord obstrués par les sables, puis ensevelis sous les dunes. Montaigne écrivait, au milieu du XVIe siècle, que les envahissements des sables avaient lieu « depuis quelque temps ».

En présence de tous ces témoignages, il est difficile de ne pas attribuer à la destruction inconsidérée des forêts la mobilité dont les dunes de Gascogne ont fait preuve depuis trois siècles. Sans doute, au début de la période actuelle, il y a eu une *ère des dunes*, pendant laquelle les sables se sont accumulés sur le littoral. Mais bientôt la végétation naturelle a pris possession de ce territoire et la conquête eût sans doute été définitive si l'homme, dans son imprévoyance, n'était pas venu détruire l'abri qui le protégeait. De même, au dernier siècle, Frédéric-Guillaume Ier ayant fait abattre la forêt de pins qui s'étendait sur les dunes, de Dantzig à Pillau, les sables mouvants envahirent la baie intérieure, détruisirent les pêcheries et obstruèrent le chenal de navigation (2). Staring va jusqu'à attribuer à la destruction d'un seul chêne la formation de la plus haute des dunes de la Frise.

Peut-être néanmoins un autre facteur est-il à considérer dans le phénomène des dunes; c'est la mobilité même des plages voisines. Il n'est nullement indifférent que le niveau de la mer s'élève ou s'abaisse sur une plage sableuse. Dans le second cas, la masse des substances accessibles à l'action du soleil et du vent et

(1) *Association scientifique de France*, mai 1870.
(2) Foss in Reclus : *La Terre*, II, p. 275.

Digitized by Google

non encore protégées par la végétation, va sans cesse en augmentant. Il peut donc arriver qu'une dune, depuis longtemps consolidée, se couvre de nouveaux sables et redevienne mobile. Or des oscillations se produisent certainement dans les lignes de côtes et si faibles qu'elles soient de nos jours, elles peuvent influer sur le phénomène des dunes et rendre plus ou moins efficaces les efforts tentés pour en arrêter le développement.

Pour tous ces motifs, il nous semble difficile de considérer les dunes comme offrant un moyen d'évaluer exactement la durée des périodes. Non seulement la formation en peut être intermittente; mais en outre elle est locale et chacune des diverses parties du littoral d'un continent ayant son histoire distincte, les conclusions qu'on en tire ne sauraient avoir une portée générale.

Ce qui vient d'être dit ne suffit pas pour faire apprécier le rôle géologique des dunes littorales; si considérables que soient les accumulations de sables et les étendues qu'elles recouvrent, ce n'est peut-être que la moindre partie du travail accompli par le phénomène atmosphérique. En se dressant sur les rivages à une grande hauteur, les dunes isolent de l'océan une partie de la plage qui devait, au moins dans les grandes marées, appartenir au domaine maritime. De là ces étangs, si souvent situés en arrière de la ligne de dunes et qui, comblés peu à peu par des apports fluviaux, finissent par être définitivement incorporés à la terre ferme. Mais ici la liaison de l'œuvre des dunes avec celle de la mer est trop évidente pour que ces deux ordres de choses ne soient pas confondus dans une même étude. Ce n'est plus comme un produit des vents, mais bien à titre d'*appareil littoral* que les collines de sable mouvant contribuent sous cette forme à l'accroissement des continents. Aussi réserverons-nous l'examen de ce mode spécial d'activité pour le chapitre où il sera question des effets dynamiques dus à l'océan.

§ 3

ACTION DE LA FOUDRE

Fulgurites. — Un effet qu'il convient de rattacher directement aux actions dynamiques de l'atmosphère et qui d'ailleurs, s'exerce souvent de préférence sur les dunes, est la formation des *fulgurites*. On donne ce nom à des vitrifications qui prennent naissance sur certaines roches par l'effet de la foudre. Ce phénomène est particulièrement fréquent sur quelques cimes culminantes des Pyrénées, comme le pic Posets, où les roches atteintes par la foudre se recouvrent d'un enduit scoriacé noirâtre, affectant la forme de gouttelettes. Mais c'est surtout sur les dunes et les terrains sablonneux bien découverts que les fulgurites abondent. Elles y forment des tubes plus ou moins contournés, dont la longueur peut atteindre plusieurs décimètres et sur le pourtour desquels le sable a subi une véritable vitrification. Il n'est pas douteux que cet effet ne soit dû à la foudre et

Digitized by Google

d'ailleurs on peut le reproduire artificiellement en faisant agir sur du sable une forte batterie électrique.

M. Rœmer a signalé en Silésie un riche gisement de fulgurites dans le sable. En reportant sur une carte les points où s'observent les tubes vitrifiés, on reconnaît qu'ils s'alignent de préférence suivant deux directions déterminées, qui sont sans doute celles que suit le plus souvent, dans les orages, la propagation du fluide électrique.

Le point du globe le plus riche en fulgurites paraît être le petit Ararat. La cime de cette montagne est formée par un calcaire compacte que l'action de la foudre a changé en une masse caverneuse perforée, remplie de cannelures et de tubes vitrifiés.

CHAPITRE II

ACTION DE LA MER

L'action géologique de l'atmosphère est peu de chose à côté de celle de l'eau. Cette dernière est véritablement l'agent par excellence de la dynamique externe et l'importance de son intervention est tellement évidente qu'il s'est trouvé des écoles, dites *neptuniennes*, pour lui attribuer un rôle exclusif dans la formation et la modification de l'écorce solide. L'action de l'eau est double : à l'état d'océan, elle ronge les rivages des continents pour déposer, à un niveau inférieur, les matériaux qu'elle leur a enlevés ; à l'état d'eau courante, elle attaque toute la masse de la terre ferme, dont elle entraîne à la mer les fragments de plus en plus triturés. Or c'est au grand réservoir océanique que viennent s'alimenter les précipitations atmosphériques, puisque c'est là que les rayons solaires vont chercher la vapeur d'eau qui, plus tard, se précipitera sur les continents en pluie et en neige. D'ailleurs, la mer a existé avant que la configuration du sol pût se prêter à la formation des fleuves ; il est donc logique de commencer par l'étude des modifications que produit, à la surface du globe, cette énorme masse d'eau marine qui couvre les trois quarts de sa superficie et dont les flots, agités d'un perpétuel mouvement, nous donnent ici-bas le spectacle d'une activité qui ne sommeille jamais.

§ 1

ÉROSIONS MARINES

Principes de l'action des vagues. — La puissance avec laquelle la mer attaque ses rivages dépend de deux facteurs : l'un, astronomique dans son principe, mais considérablement modifié par les circonstances géographiques ; c'est la

Digitized by Google

marée ; l'autre, intimement lié aux phénomènes qui viennent d'être analysés, c'est l'intensité du vent. Comme d'ailleurs le mouvement de l'air accompagne toujours celui de la marée et qu'en outre c'est par les grands vents, soufflant du large, que l'effort destructeur de l'océan acquiert sa plus grande efficacité, on peut dire que l'action dynamique de la mer s'exerce toujours concurremment avec celle de l'atmosphère et qu'ainsi il n'est que juste de restituer à cette dernière une bonne part des effets mécaniques de l'océan. Or la marée, qui n'est guère que de 0m,70 dans les océans largement ouverts, est capable, au fond de certains golfes où la force vive de l'onde est obligée de s'amortir, d'atteindre 14 ou 15 mètres, comme dans la baie du Mont St-Michel, ou même 21 mètres, comme dans la baie de Fundy, sur les côtes de la Nouvelle-Ecosse. De plus, nous savons que la circulation atmosphérique, de laquelle dépendent l'intensité et la direction des vents, est en rapport étroit avec la configuration du sol et spécialement avec la distribution relative des terres et des mers. Il en résulte que le mode d'action de la mer, considérée comme agent destructeur, est influencé au plus haut degré par la forme de l'écorce contre laquelle son activité s'emploie, c'est-à-dire par un ensemble de conditions dont chacune est l'œuvre de l'un des phénomènes géologiques du passé.

Puissance des vagues. — La hauteur moyenne des vagues en pleine mer, pendant les gros temps, est de 4 à 6 mètres ; exceptionnellement, elles atteignent 13 mètres dans l'Atlantique et 18 mètres au large du cap de Bonne-Espérance. Dumont d'Urville dit même en avoir observé qui avaient 33 mètres de hauteur et au fond desquelles le navire descendait comme dans une vallée.

Mais sur les côtes, la force vive des lames, contrariée par la résistance de la plage, se dépense en efforts verticaux et, quand la configuration du littoral s'y prête, il en résulte des jets d'eau d'une hauteur prodigieuse. Spallanzani cite des lames qui atteignaient, au Stromboli, 97 mètres de hauteur. Le phare de Bell Rock, qui se dresse à 34 mètres sur un écueil du littoral écossais, est souvent enseveli tout entier dans la vague, même lorsqu'il n'y a pas de vent. On a vu des lames s'élever à plus de 50 mètres au phare d'Eddystone, l'enveloppant ainsi d'une masse qui ne pouvait être inférieure à 2 ou 3000 mètres cubes.

On se figure aisément quelle peut être la force de projection dont disposent de pareilles masses. A Plymouth, un bloc calcaire du poids de 7 tonnes a été enlevé par une mer furieuse et transporté à 50 mètres. Une autre fois, en Ecosse, une lame déplaçait de 1m,50 un rocher de gneiss de 11 à 12 mètres cubes et, dans les travaux des grands ports de mer, il n'est pas rare de voir les tempêtes remuer des blocs artificiels de 40 mètres cubes (1).

M. Thomas Stevenson, d'Edimbourg, a institué en 1843 et 1844, pour mesurer l'intensité de ces effets dynamiques, une série d'expériences qui ont été poursuivies pendant 23 mois consécutifs (2).

(1) Delesse : *Lithologie du fond des mers*, p. 106.
(2) *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, XVI, 1845.

Digitized by Google

La pression moyenne des vagues, à Skerryvore, pour la saison d'été, s'est maintenue à environ 3000 kilogrammes par mètre carré ; en hiver elle a atteint 10 000 kil. Une fois, pendant une tempête venue de l'ouest, la pression a été de 30 500 kil. Enfin on a calculé que la lame de fond qui avait enveloppé jusqu'au sommet le phare de Bell Rock devait correspondre à une pression de 33 000 kil. par mètre carré.

Ces chiffres rendent bien compte de la puissance des vagues à la surface. Mais jusqu'à quelle profondeur leur action peut-elle se faire sentir ? On admettait autrefois que l'agitation des flots cessait d'être perceptible à 8 ou 10 mètres au-dessous du niveau de la mer. Mais on a constaté depuis que des vagues pouvaient se riser sur des écueils cachés à 50 mètres de profondeur et ramener des matières vaseuses de fonds situées à 100 et même 200 mètres. Cependant de tels effets sont rares et presque toute la puissance mécanique des lames se dépense dans le voisinage immédiat de la surface. Aux profondeurs de 150 à 200 mètres, c'est plutôt une vibration qu'un mouvement proprement dit qui se transmet et elle se traduit sur le fond par des rides comme celles que les plages sableuses humides affectent par les temps ordinaires et qu'on a désignées sous le nom de *ripple-marks* ou traces de ridement.

Les effets qui viennent d'être indiqués, (à l'exception des chiffres relatifs à la pression moyenne des lames à Skerryvore pendant l'hiver et l'été), correspondent à des circonstances exceptionnelles. Si, dans le cours d'une année, il se présente une ou plusieurs tempêtes où ces circonstances peuvent être réalisées, le travail habituel de la mer sur les côtes est à la fois moins intense et plus régulier. Des expériences faites à Cherbourg et à Alger, confirmant les résultats obtenus à Skerryvore, ont montré que la pression moyenne des vagues se tient entre 3000 et 3500 kilogrammes par mètre carré (1). Tel est donc l'agent dynamique dont nous avons maintenant à étudier le mode d'action. Pour en acquérir une juste idée, il convient d'examiner dans quelles conditions les vagues viennent frapper les côtes exposées à leur action.

Mode d'action de la lame. — Par suite de l'inclinaison plus ou moins graduelle du rivage, l'onde venue de la haute mer se ralentit en raison du frottement qu'elle éprouve : mais en s'étalant sur le fond, elle protège contre ce même frottement l'onde immédiatement consécutive, qui alors est accélérée relativement à la première et l'atteint en gonflant sa crête; parfois même elle la dépasse et déborde en formant une cataracte mouvante, véritable chute hydraulique qui chasse devant elle le sable et les galets; ou bien, le fond étant moins plat et la côte offrant des parois abruptes, l'onde, gonflée sans déferlement, se replie verticalement au contact de la falaise, dépensant toute son énergie dans un assaut contre l'obstacle qui l'arrête.

Au moment où la lame se brise contre le rivage, sa force vive est assez grande

(1) Delesse : *Lithologie du fond des mers*, p. 107.

Digitized by Google

pour qu'elle puisse entraîner, d'une manière normale, non seulement des sables et des graviers, mais encore des galets de grosses dimensions. Ce n'est donc plus seulement de l'eau qui vient frapper la côte, c'est une véritable mitraille pierreuse, qui augmente par sa masse la puissance de l'élément liquide et le rend capable d'effets destructeurs bien marqués. Sous cette action, les roches tendres se désagrègent et il se fait, au-dessous des assises plus dures, des rainures profondes, qui laissent ces couches en saillie comme des corniches d'architecture, jusqu'à ce que leur poids les entraîne et les fasse tomber à l'état de gros blocs. Ainsi la côte est destinée à reculer peu à peu devant les attaques du flot.

De toutes manières et à égalité de circonstances extérieures, l'assaut livré par la vague au rivage atteint sa plus grande intensité au pied même de la lame, là où vient frapper sa partie plongeante et où, par conséquent, le poids de l'eau et des galets transportés s'ajoute à l'effet de la vitesse acquise. D'ailleurs cette vitesse varie avec l'heure de la marée; nulle au moment où la mer commence à monter, nulle encore à l'heure où le reflux va se produire, elle passe, dans l'intervalle, par un maximum qui se produit ordinairement entre la moitié et les trois quarts de la hauteur de la marée. Mais la vague forme à chaque instant, au-dessus du niveau moyen acquis par la mer, une saillie qui, en temps normal, est d'à peu près $1^m,20$; c'est donc un peu au-dessus de la hauteur correspondant au maximum de vitesse qu'il faut chercher le plus grand effet utile de la lame; par conséquent, c'est aux environs de la ligne de haute mer que cet effet devra se produire.

Au début de la montée, l'action mécanique de la lame est absolument nulle: elle l'est d'autant plus qu'au niveau de la basse mer, la plage est le plus souvent recouverte de plantes marines qui la protègent. En général, d'après M. Dana (1), la hauteur à laquelle la puissance d'érosion des vagues commence à se manifester varie, suivant le jeu de la marée, entre $\frac{1}{6}$ et $\frac{1}{3}$ de l'intervalle compris entre la basse et la haute mer. Ce n'est donc qu'à partir de cette hauteur que peut commencer le recul de la falaise et ainsi doit se produire à la longue, au pied de cette dernière, une terrasse qui marque la limite à laquelle s'arrête la puissance destructive du flot.

Plates-formes littorales. — Les considérations qui précèdent ont trait aux diverses circonstances de la marée. Dans les mers intérieures, où il n'y a ni flux ni reflux sensibles, ce n'est plus que la direction et la force du vent qui déterminent l'intensité de l'action des vagues; ce facteur a aussi, du reste, une grande importance dans les océans ouverts et il intervient, avec les courants littoraux, pour modifier plus ou moins la puissance du flot. Mais si, pour un instant, nous en faisons abstraction, il sera permis de dire que le fait caractéristique de l'érosion marine dans les océans à marées doit être la production d'une plate-forme littorale un peu au-dessus de la basse mer, à la hauteur que

(1) *Corals and Coral Islands*, p. 232 et suiv.

Digitized by Google

nous avons indiquée comme celle à laquelle la vague commence à acquérir une force vive sérieuse.

Si la marée a peu d'amplitude, comme c'est le cas autour des îles situées en plein océan et pour lesquelles la différence de niveau varie entre 1 et 2 mètres, tandis qu'elle n'est que de $0^m,70$ loin des rivages, cette plate-forme sera simple (fig. 23) et en pente douce vers la mer, la puissance de la vague devant diminuer à mesure que sa vitesse se ralentit. Si, comme dans la Manche et les golfes qui dépendent de l'Atlantique, la marée, exagérée par les réflexions que les côtes lui font subir, atteint une grande amplitude, d'ailleurs variable avec les phases de la lune, il se produira plusieurs plates-formes (fig. 24). Deux d'entre elles, celles qui correspondent aux hautes et basses mers

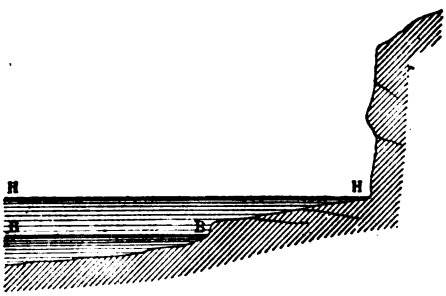

Fig. 23.— Plate-forme d'érosion océanique. — H.H. Haute mer. — B.B. Basse mer.

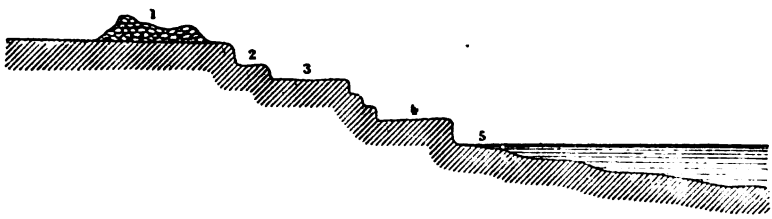

Fig. 24. — Terrasses littorales d'érosion à Inishmore (d'après Kinahan). — 1, Grève des tempêtes. — 2, Terrasse des hautes mers d'équinoxe. — 3, Terrasse des hautes mers ordinaires. — 4, Terrasse des basses mers ordinaires. — 5, Basses mers d'équinoxe.

ordinaires, seront plus larges et mieux dessinées que les deux autres, c'est-à-dire celles des hautes et des basses mers d'équinoxe. La plate-forme des basses mers ordinaires s'observe très bien en France au pied du cap Blanc Nez, sur le détroit du Pas-de-Calais, ainsi qu'au pied des falaises crayeuses de Normandie. Quant aux terrasses des divers niveaux, elles se manifestent surtout, dans les mêmes régions, là où il y a des accumulations de galets; on voit alors ces dernières se diviser en gradins superposés, d'une frappante régularité.

Divers modes de destruction des côtes. — La rapidité avec laquelle s'opère la destruction des rivages résulte d'une combinaison d'éléments multiples, parmi lesquels il convient de signaler : la hauteur des marées, la force et la direction des courants, la direction et l'intensité des vents dominants et des ouragans, la nature de la roche qui forme la côte; enfin le profil et le contour de cette dernière. A tout cela il est nécessaire d'ajouter un autre élément de grande importance : c'est la stabilité plus ou moins grande de la côte. Nous verrons plus tard que le niveau relatif de la mer et de la terre ferme n'est pas partout invariable; or une côte qui s'affaisse, offrant toujours de nouveaux éléments à l'action des

Digitized by Google

vagues, se détruira beaucoup plus vite qu'un rivage en voie de soulèvement, devant lequel la mer est contrainte de reculer peu à peu.

Cela posé, il est des côtes, à la fois stables dans leur niveau et formées de roches très dures, comme certaines falaises de la Bretagne et du Cotentin, qui ne subissent de la part de la vague aucune action appréciable. Il en est d'autres, comme celles des îles Shetland et des Orcades, dans la mer du Nord, que leur dureté ne protège pas contre l'action des flots, parce que, les dislocations de la croûte du globe les ayant découpées en blocs par plusieurs systèmes de fractures, ces fentes constituent des lignes de moindre résistance dont profite la lame. La côte s'écroule donc par parties, laissant, de distance en distance, des pyramides, des obélisques ou des aiguilles que leur ressemblance avec de gigantesques cheminées a fait nommer, en Angleterre, *chimney-rocks*. Tout le monde connaît les belles aiguilles de ce genre que la mer a isolées sur la côte normande aux environs d'Etretat. C'est là aussi qu'on peut observer les arcades naturelles que la mer creuse dans un promontoire en profitant des points faibles de la falaise. Sur les côtes de la Norvège septentrionale se dresse le rocher de Torghatten, creusé, dans toute son épaisseur, d'une galerie de 300 mètres de longueur, dont la hauteur varie entre 40 et 71 mètres et dont le sol, formé de sable fin, est aujourd'hui à 123 mètres au-dessus du niveau de la mer. C'est une ancienne grotte ouverte, dans les fissures du rocher, par le travail des flots et émergée aujourd'hui par suite du soulèvement général de la contrée (1).

Dans ces différents cas, c'est l'état fissuré de la croûte du globe qui a préparé l'érosion marine; ailleurs, comme pour certaines falaises de la Normandie, à cette cause viennent s'ajouter la nature ébouleuse des assises et l'action des eaux d'infiltration, qui détermine la chute du couronnement de la falaise. Dans ce cas, les parties éboulées, à la chute desquelles la mer n'a pas contribué directement, forment en avant de la côte une *basse falaise*, d'une importance souvent considérable. Ainsi, auprès du Havre, des écroulements de ce genre se sont quelquefois produits sur une longueur de 400 mètres et une largeur de 15 mètres, en modifiant profondément la zone littorale par une accumulation confuse d'énormes massifs où toutes les couches géologiques sont confondues et enchevêtrées.

En pareil cas, la basse falaise devient, pour la falaise principale, un puissant instrument de protection. La mer concentre toute son action sur les débris éboulés et ce n'est que quand elle les a à peu près réduits à l'état de sables, de galets et de vases que le talus principal, ainsi nettoyé, peut subir de nouveau les atteintes directes du flot. Alors son profil s'accentue jusqu'au moment où il devient assez abrupt pour permettre aux agents atmosphériques de provoquer un nouvel éboulement. De la sorte l'attaque de la falaise marche par saccades et si les catastrophes successives frappent l'esprit par leur violence, l'effet d'ensemble ne se traduit pas par une ablation très considérable. Ainsi M. Lennier estime à $0^m,20$

(1) E. Reclus : *La Terre*, II, p. 191.

Digitized by Google

ou $0^m,25$ l'ablation annuelle moyenne des falaises aux environs du Havre. Sur les côtes du Yorkshire, on admet une moyenne de $0^m,125$ par an. Le chiffre de 3 mètres par siècle, pour l'ensemble des côtes anglaises, parait au-dessus de la vérité. Mais il y a des parties beaucoup plus exposées que les autres et Lyell cite des points des côtes de Norfolk et de Suffolk où l'érosion progresse à raison de 1 mètre par an. D'après M. Beete Jukes, la falaise de Shakespeare, qui forme un promontoire à l'ouest de Douvres, aurait perdu, en dix-huit siècles, 2 kilomètres de saillie, soit $1^m,10$ par an. On sait que, pour protéger cette falaise, que traverse un tunnel, on a dû faire sauter à la mine sa partie supérieure, de manière à précipiter dans la mer un énorme amas de blocs gigantesques, qui constitue à son pied un éperon de défense, dont l'efficacité durera tout le temps que la mer mettra à le débiter.

L'île d'Helgoland a subi, de 1793 à 1848, une ablation moyenne annuelle de $0^m,90$ et si l'on peut taxer d'exagération les anciens documents qui tendraient à faire admettre une diminution des trois quarts de la surface de cette île dans les cinq derniers siècles, il est néanmoins incontestable que ce rocher, aujourd'hui réduit à une dimension de 2 kilomètres sur 600 mètres, est l'un des points du globe qui ont le plus souffert de l'érosion marine. Du reste, les côtes voisines, notamment celles de la Frise, ne sont pas épargnées. La petite île dite Hamburger Stallig, située sur cette côte, a subi dans ces dernières années une ablation moyenne de $1^m,30$ par an et il paraît incontestable que l'îlot de Nordstrand, situé près de Sylt et primitivement réuni au Danemarck, en a été séparé en 1240 pour subir, en 1634, une destruction complète.

Il est vrai que tous les cas d'érosion rapide que nous offre la mer du Nord ne doivent pas être uniquement attribués au pouvoir intrinsèque des vagues. Les preuves d'un affaissement du sol sur les côtes des Pays-Bas et de la Frise sont trop abondantes pour pouvoir être méconnues; par conséquent, dans ces exemples, l'action propre de la mer se complique de celle du puissant facteur dont nous avons, dès le début, signalé l'importance.

On peut dire sans exagération que des érosions capables de modifier sensiblement la forme des contours océaniques ne se produisent que sur les points où la croûte terrestre s'affaisse. Partout ailleurs l'œuvre propre des flots se réduit à très peu de chose et loin de diminuer sérieusement le domaine des continents, elle contribue au contraire à l'augmenter. En effet, ce que la mer enlève à une côte stable, sur certains points, elle le dépose pour la plus grande part, sur le rivage voisin, là où la configuration du sol le permet, donnant ainsi naissance à des *appareils littoraux* qui deviennent l'un des plus puissants instruments d'accroissement de la terre ferme. C'est ce qu'il va nous être facile d'établir dans le chapitre suivant.

Formation des galets. — Les matériaux que la mer arrache à ses rivages se composent de blocs, quelquefois très volumineux, et de menus débris, les uns à l'état de graviers et de sables, parce qu'ils proviennent de couches arénacées ou

Digitized by Google

granitiques, les autres à l'état de vases, parce qu'ils sont dus à la trituration des roches argileuses. Les vases sont entraînées à quelque distance du bord et vont se déposer dans les parties où l'agitation des flots se concentre à la surface de l'Océan. La plus grande partie des sables fins et des graviers forme, en avant de la plage, une zone de dépôts littoraux, de plus en plus mélangés d'argile à mesure qu'on s'éloigne de la côte. Quant aux gros matériaux, les uns, protégés par leur dureté et leurs dimensions, restent près du rivage et se bornent à perdre leurs arêtes vives à cause du frottement incessant qu'éprouve leur surface de la part des graviers plus fins. Les autres se réduisent à l'état de *galets*, quand ils ne subissent pas une trituration plus complète, qui les transforme en sables plus ou moins grossiers.

La forme arrondie des galets provient du frottement mutuel qu'ils exercent les uns sur les autres lorsqu'ils sont soulevés par la lame. Il se produit alors un effet analogue à celui qu'on obtient en faisant tourner des cailloux dans un baril plein d'eau. Mais comme le mouvement que la lame leur imprime est plutôt oscillatoire que rotatoire, la plupart des galets demeurent allongés suivant l'une de leurs *dimensions*; quelquefois, d'ailleurs, cet allongement est la conséquence nécessaire de l'existence des plans de division suivant lesquels les fragments s'étaient d'abord séparés. Sur les côtes crayeuses, les galets de silex pyromaque présentent peu de surfaces aplaties. Leur dimension n'a guère d'autre limite que celle des rognons qui leur ont donné naissance; mais la facilité avec laquelle les silex se brisent en fragments esquilleux les réduit, en général, en galets de la grosseur du poing.

On a calculé que la masse des galets formés, entre Fécamp et le cap d'Antifer, par la destruction des cordons de silex de la craie, est de 5000 mètres cubes par an (1). Il résulte des expériences de M. Daubrée (2), qu'après un parcours total de 25 kilomètres, accompli dans un cylindre tournant et au milieu de l'eau, des matériaux anguleux sont transformés en galets parfaitement semblables à ceux de nos côtes. Dans ces conditions, un petit nombre de jours doivent suffire pour que les silex brisés soient complètement arrondis par le jeu de la marée.

Marmites de géants. — Parmi les effets mécaniques les plus remarquables que produisent les gros galets au pied des falaises marines, il faut compter ces cavités cylindriques connues sous le nom de *marmites de géants*. La plate-forme d'érosion située entre les niveaux de la haute et de la basse mer offre généralement des lignes de fentes qui ne sont autre chose que l'intersection de sa surface avec les plans verticaux de division de la roche. Si cette dernière est suffisamment dure, l'usure de la plate-forme ne se produit guère que suivant ces fentes et il en résulte, de distance en distance, des cavités où de gros galets viennent se loger. Quand ils y sont assez enfoncés pour n'en plus pouvoir sortir, chaque retour de la vague leur imprime un tourbillonnement à la faveur duquel ils approfondissent peu à peu

(1) **Delesse**: *Lithologie du fond des mers*, p. 222.
(2) *Comptes rendus*, XLIV, p. 497.

Digitized by Google

la cavité tout en polissant ses parois. C'est ainsi que, même dans le granite, se produisent des tubes cylindriques, susceptibles d'atteindre plusieurs mètres de profondeur. On en observe de beaux exemples sur les côtes de la Scandinavie, notamment à Haelstolmen, où M. Daubrée a pu constater que ces *marmites* s'alignaient bien en lignes droites suivant les fentes de la roche. (fig. 25). Souvent leurs parois portent des rainures en spirales grossières, attestant la nature du travail qui les a creusées.

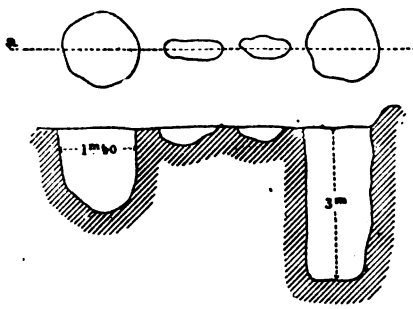

Fig. 25. — Plan et coupe suivant ab des Marmites de Géants de Haelstolmen (d'après M. Daubrée).

Pour que les marmites de géants se produisent, il faut que de gros blocs de roches particulièrement dures, tombés à la base d'une falaise escarpée, y soient fréquemment agités par une mer furieuse. Partout ailleurs les galets et les graviers peuvent difficilement s'accumuler au pied d'une côte abrupte. Constamment projetés par les vagues contre la paroi qu'ils contribuent à détruire, ils doivent s'user eux-mêmes jusqu'à ce que leurs dimensions soient assez faibles pour que les courants littoraux aient sur eux quelque prise. Alors leur destinée change et ils deviennent, non plus un instrument de destruction, mais un élément de dépôt et une cause d'accroissement pour la terre ferme.

§ 2

APPAREILS LITTORAUX

Cheminement des matériaux enlevés aux falaises. — La direction des lames qui viennent battre une falaise n'est pas uniquement déterminée par celle du front de l'escarpement. La forme générale de la côte, l'alignement de la plage, le sens de la propagation de la marée, sont autant de causes qui concourent à donner aux lames une direction oblique et à introduire ainsi, dans le mouvement imprimé aux matériaux transportés, une composante parallèle à la côte. Si le sens de cette composante peut varier suivant la marée et la direction du vent, il n'y en a pas moins, sur chaque côte, un ensemble de circonstances propres à faire prédominer l'un des deux modes opposés de déplacement qui peuvent se produire. De cette manière et par suite d'impulsions souvent répétées, parfois avec quelques retours en arrière, les galets doivent cheminer peu à peu, le long d'une côte escarpée, jusqu'à ce qu'ils arrivent en un point où les circonstances topographiques en permettent le dépôt. C'est ainsi qu'à Dieppe les galets longent la falaise de l'ouest et viennent s'accumuler sur la plage en vagues obliques, construisant, au débouché de la rivière d'Arques, une levée qui obstruerait le passage du cours d'eau sans les épis protecteurs par lesquels on a soin de limiter

Digitized by Google

son empiètement. De même, en Angleterre, à partir de Beachy Head, les galets cheminent progressivement jusqu'à Folkestone et l'on voit leur grosseur diminuer peu à peu dans ce long parcours, tant par l'effet de l'usure qu'ils subissent que par suite d'une sorte de préparation mécanique naturelle, les gros galets offrant au mouvement une résistance qui doit les retarder de plus en plus relativement aux plus petits. Au contraire, à peine a-t-on dépassé Folkestone que, la falaise de craie à silex, longtemps interrompue par l'ouverture des Wealds, venant de nouveau couronner le rivage, la lame opère sur des matériaux frais et ce sont de gros galets qui se déposent à Douvres et à Sainte-Marguerite.

Indépendamment de cette action progressive, qui produit un cheminement lent au pied de la falaise, il existe, au large de la plupart des côtes, des courants littoraux assez constants. Ces courants suffisent pour entraîner des sables et ainsi, sous cette double influence, sables, graviers et galets sont destinés à s'éloigner peu à peu du lieu de leur origine, entraînés d'autant plus loin qu'ils sont plus facilement transportables.

Levées de galets et de sables. — En se déplaçant de cette manière le long des côtes, les matériaux durs arrachés à la falaise finissent par atteindre soit des échancrures, soit des parties plates du rivage. Dans le premier cas, ils doivent se déposer à l'entrée de ces échancrures, car ce sont des régions généralement sans profondeur, où les agitations de l'Océan se font très peu sentir et où, de plus, les courants littoraux, obligés de suivre la ligne moyenne des côtes, ne peuvent pénétrer qu'à la condition d'y produire des remous. Les graviers et galets doivent donc tomber, en quelque sorte, brusquement devant chacune de ces découpures de la côte et spécialement au pied des pointes ou caps qui en forment les extrémités, offrant aux dépôts à venir un point d'appui solide. Ainsi se forment, sous la protection de ces brise-lames naturels, deux digues ou flèches qui, à la longue, tendent à se rejoindre, en ne laissant qu'un étroit passage pour un cours d'eau, s'il en existe.

Dans le second cas, la côte plate amortit encore plus complètement, par son frottement, la vitesse de la lame. Or d'après ce que nous avons dit du mode d'action des vagues, c'est justement à l'instant où leur vitesse va devenir nulle que leur puissance mécanique atteint son maximum. Chacune d'elles, spécialement lors des hautes mers et des tempêtes, projette donc sur le rivage, avec une force considérable, tous les cailloux et les graviers qu'elle avait amenés avec elle. Mais le flot de retour est impuissant à remporter cette charge. Les galets demeurent donc au point où ils ont été poussés par les plus fortes lames et la mer ne reprend que les matériaux assez fins pour rester en suspension dans une eau moyennement agitée. De cette façon se construisent, sur les côtes plates, des *levées de galets ou de sables*, capables de dépasser de 4 à 5 mètres le niveau de la haute mer, puisqu'elles sont le produit des vagues de marée et de celles des ouragans. Ces levées sont d'ailleurs assez rectilignes, les lames, dirigées suivant les lignes de niveau de la côte, offrant en général une allure régulière.

Digitized by Google

Cordon littoral. — Ainsi se constitue ce qu'on a justement appelé l'*appareil littoral* des côtes plates. On remarquera que son trait caractéristique consiste dans la substitution, au contour plus ou moins dentelé du rivage, d'une sorte de contour moyen, composé de lignes droites ou de courbes ménagées et formé par une série de digues qui justifient pleinement le nom de *cordon littoral* sous lequel cet appareil est souvent désigné. Le profil de ces digues est habituellement très simple. Lorsque la mer est sujette à un jeu de marées assez sensible, on y remarque en général deux terrasses, dont l'une correspond aux vagues de hautes mers ordinaires et l'autre aux vagues de tempêtes ou de marées d'équinoxe (fig. 26).

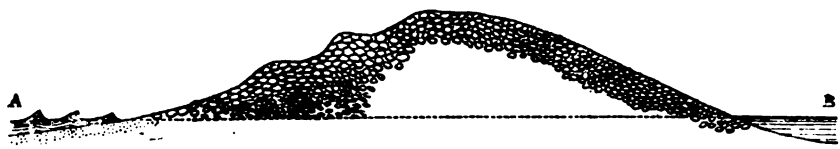

Fig. 26. — Levée de Galets de la baie d'Audierne (d'après Elie de Beaumont). — A, niveau moyen de la mer. — B, étang littoral.

La première de ces terrasses a sa surface supérieure un peu inclinée vers la terre ferme, à cause de l'action plongeante des lames.

Si la crête du cordon littoral dépasse le niveau de la haute mer, en revanche son pied, surtout lorsqu'il est formé de galets, est situé à un niveau intermédiaire entre celui de la haute et celui de la basse mer. Il en résulte donc que ce cordon isole de l'océan une partie de l'ancien rivage maritime et peut empêcher l'accès de la mer dans des régions qu'elle baignait autrefois.

Conquête opérée par le cordon littoral sur le domaine maritime. — En effet, l'appareil littoral, étant le produit des hautes mers et des lames les plus violentes, affecte une certaine stabilité. Si la marée vient chaque jour en visiter le pied, ce n'est qu'à des intervalles assez éloignés qu'il peut être remanié dans son ensemble. Construit, par exemple, lors d'une grande marée d'équinoxe, il ne verra sa crête atteinte par les vagues, à la grande marée suivante, que si la force du vent est la même; d'ailleurs un remaniement partiel n'en détruirait pas nécessairement l'équilibre. Aussi, au bout de quelque temps, une levée de sables ou de galets peut-elle être considérée, sinon comme une modification permanente du relief, du moins comme un élément peu mobile de la surface terrestre. Or un tel élément est loin d'être négligeable. Sans doute, en plein océan, sur les îles du Pacifique, où la marée n'est que d'un mètre, le cordon littoral dépasse rarement de $2^m,50$, exceptionnellement de 3 mètres, le niveau de la haute mer. Mais avec une marée de deux mètres, la hauteur de la levée peut atteindre 6 mètres. C'est bien autre chose quand, la plage étant unie et formée de sable fin siliceux, le jeu des marées y est en outre considérable. En effet, la masse des sables exposés à l'action desséchante du soleil, soit dans l'intervalle de deux hautes mers consécutives, soit, mieux encore, d'une grande marée à une autre, peut devenir assez forte pour que l'action dynamique de l'atmosphère se combine avec celle des

Digitized by Google

vagues. Alors le cordon littoral proprement dit devient un point d'appui pour une dune et cette dernière, par ses déplacements successifs, finit par constituer un rempart d'une réelle importance. C'est ainsi que, sur les côtes plates de la Gas-

ERRATA DU PREMIER FASCICULE.

Page	19,	ligne	5,	à partir du	bas,	*au lieu de*	nous sont	*lire*	nous ont
»	30	»	3	»	haut	»	une axe	»	un axe
»	37	»	11	»	bas	»	vois	»	voie
»	40	»	9	»	haut	»	d'un part	»	d'une part
»	71	»	27	»	»	»	ayant chacune	»	chacune ayant
»	101	»	20	»	»	»	sud-est au	»	sud-ouest au
»	»	»	»	»	»	»	du nord-est	»	du nord-ouest
»	115	»	18	»	»	»	*umilis*	»	*humilis.*

Fig. 27. — Lagunes de la Baltique.

eaux des lagunes deviennent de plus en plus salées par suite de l'évaporation; il est même des nappes d'eau, comme le lac de Bahr-el-Assal, sur la côte orientale d'Afrique, qui, séparées de la mer Rouge par une mince levée de sable, se sont desséchées peu à peu, offrant une dépression dont le fond est à 173 mètres au-dessous du niveau de la mer (1). Dans le nord, l'humidité atmosphérique suffit pour conserver à l'eau des lagunes la proportion de sel qui existe dans l'eau de la mer voisine et même, si elles reçoivent en outre des apports d'eau douce, leur salure peut diminuer beaucoup.

Il est à remarquer que le phénomène des lagunes, c'est-à-dire celui des cordons

(1) Reclus: *La Terre*, II, p. 233.

Digitized by Google

littoraux situés bien en avant de la côte, ne se produit que quand le jeu des marées est peu considérable. Ainsi le flux et le reflux sont presque insensibles dans la Baltique et ont très peu d'importance dans la Méditerranée et le golfe du Mexique. Sur le littoral néerlandais, l'amplitude des oscillations de la mer n'est que de 2 mètres, tandis qu'elle atteint 7 ou 8 mètres dans le Pas-de-Calais. On comprend en effet qu'un appareil aussi délicat qu'un cordon de sable de quelques mètres de hauteur ne puisse subsister, en avant de la terre ferme, si la mer est sujette, dans ces parages, à de trop grandes variations de niveau ou à de trop fortes tempêtes.

Il en est autrement quand l'action atmosphérique, combinée avec celle de la mer, est capable d'édifier des dunes puissantes; mais alors les échancrures demeurées en arrière forment moins des lagunes que des étangs. Tels sont les nombreux étangs qui accompagnent la chaîne des dunes landaises et dont un seul, celui d'Arcachon, a gardé une communication directe avec la mer. Tous les autres, en partie comblés, soit par le sable même des dunes, soit par l'apport des cours d'eau de l'intérieur, ont perdu leur salure primitive, entraînée par voie d'infiltration sans jamais pouvoir se renouveler et sont aujourd'hui à un niveau supérieur à celui de l'océan.

Comblement des lagunes. — Quoi qu'il en soit, qu'il s'agisse de lagunes ou d'étangs, l'espace demeuré en arrière du cordon littoral est toujours destiné à faire partie de la terre ferme. D'abord, toutes les lagunes importantes sont d'anciens estuaires où débouchent des rivières et dont la fermeture par les levées de sable a eu lieu peu à peu, sous la forme de flèches appuyées aux deux pointes de l'estuaire et tendant à se rejoindre à mesure que le dépôt des matériaux meubles faisait des progrès. Il y a plus; si la formation de ces flèches est l'œuvre des vagues, la plupart des matériaux qui les composent sont des alluvions que les fleuves apportaient à la mer et que cette dernière a rejetés de son sein. Une fois ces digues construites, tous les limons que les cours d'eau continuent à charrier doivent se déposer dans les lagunes et les colmater progressivement. C'est ainsi que plusieurs des lagunes de l'Adriatique seraient aujourd'hui comblées si, pour les besoins de la pêche, l'homme ne les avait artificiellement défendues contre l'alluvionnement. Il en est de même des étangs, bien que le remplissage en soit plus lent s'ils ne reçoivent pas de cours d'eau suffisamment importants.

Le remplissage des lagunes peut se faire avec une assez grande rapidité. Astruc a fait la remarque que, au nord de la route de Nimes à Béziers, les noms des villes sont d'origine celtique, tandis qu'au sud il n'y a plus que des noms latins. Or la région méridionale étant la plus fertile de tout le bas Languedoc, on ne comprendrait pas que les Celtes ne l'eussent point habitée si elle avait existé de leur temps. Il est donc légitime de la considérer comme une conquête opérée aux dépens des lagunes méditerranéennes entre l'époque celtique et la domination romaine.

Le comblement naturel des lagunes peut aussi être l'œuvre des courants atmos-

Digitized by Google

phériques. Dans la Courlande, les dunes envahissent la lagune au point de faire prévoir sa disparition assez rapide et, en Angleterre, la marche des dunes de Yarmouth a entraîné la transformation de l'estuaire de la rivière Yare en un terrain de sable entrecoupé d'une soixantaine de petits lacs, destinés pour la plupart à disparaître.

Affermissement des terres conquises. — Quant aux espaces déprimés que, sur une côte basse comme celle de la Hollande, le cordon littoral isole de la mer, au moins dans l'intervalle de deux fortes marées, il est une cause naturelle qui suffit parfois à en opérer définitivement la conquête au profit du continent : c'est la végétation spontanée qui se développe sur les fonds récemment abandonnés par les eaux marines. On y voit d'abord apparaître un végétal sans feuilles, *Salicornia herbacea*, puis l'*Aster tripodium*, qui a 2 mètres de haut, enfin le *Plantago maritima*. Ainsi le sol peut se trouver fixé dans l'intervalle de deux incursions de la mer et former ce qu'on nomme un *heller* ou terre gazonnée, en attendant que la culture en fasse un *polder*. D'autre fois, c'est une végétation de mousses et de plantes herbacées qui, en donnant naissance à de la tourbe, élève peu à peu le sol au-dessus de son niveau primitif.

Ici, pour la première fois, nous rencontrons un exemple du secours que la vie organique est susceptible d'apporter au développement de l'écorce solide. Plus d'un cas semblable se présentera par la suite et nous apprendra à voir, dans les organismes animaux et végétaux, des auxiliaires remarquablement efficaces du grand travail de la sédimentation.

Toutefois, pour que ces conquêtes de la terre ferme soient définitives, il importe que la prise de possession par l'homme des territoires abandonnés par la mer se fasse progressivement et qu'on ne cherche pas trop vite à les défendre contre des retours momentanés de l'élément liquide. Un *heller* a généralement besoin d'être colmaté par le limon de débordement des rivières voisines, qui en exhausse le sol en même temps qu'il l'affermit. C'est ce qu'avaient parfaitement compris les anciens Bataves qui, mettant en culture les terres récemment conquises, se bornaient à installer, sur des éminences artificielles, des lieux de refuge pour les habitants et les bestiaux. De cette façon, ni les inondations des fleuves voisins, ni même les retours de quelques grandes marées, n'étaient rendus impossibles : mais s'il en résultait une perte momentanée, chacun de ces phénomènes apportait avec lui de quoi réparer le mal et, au bout de quelque temps, le sol pouvait n'avoir plus rien à redouter, au moins du côté de l'océan. La construction des digues fluviales, en mettant obstacle à ce colmatage naturel, a empêché l'exhaussement du sol des polders, pour lesquels le danger de la rupture des digues maritimes est devenu beaucoup plus grand et nombre de catastrophes, enregistrées par l'histoire, sont dues à ce défaut de prévoyance.

Influence des mouvements du sol. — Nous venons de dire qu'à la condition de ne pas mettre obstacle au travail des agents naturels, la conquête sur la mer des espaces situés en arrière du cordon littoral pouvait être rendue définitive.

Digitized by Google

Cette affirmation n'est cependant pas vraie d'une manière absolue; elle comporte une restriction importante, relative au cas où le niveau réciproque de la terre et de la mer viendrait à changer. L'affaissement progressif d'une côte entraîne, comme conséquence nécessaire, le recul de l'appareil littoral et, par suite, la diminution des terrains conquis sur l'océan. Si l'on essaye de s'y opposer par un travail constant de surélévation et de consolidation du cordon transformé en digues, cela n'empêche pas le sol de s'abaisser en avant comme en arrière et la situation des digues, exposées à une pression sans cesse croissante, devient de plus en plus critique. Tel paraît être aujourd'hui, et cela depuis des siècles, le cas des Pays-Bas néerlandais. Les preuves de l'affaissement du sol y abondent et nous aurons plus loin l'occasion de les faire ressortir. Il serait donc injuste de vouloir faire porter sur la seule imprévoyance des hommes et sur leur avidité à jouir de suite et sans interruption des terrains délaissés par la mer la responsabilité de catastrophes comme celle qui, en créant le Zuyderzée par l'agrandissement progressif de l'ancien lac Flevo, fit périr, en 1277, jusqu'à quatre-vingt mille habitants. S'il est donné à l'humanité de tirer un immense parti des forces naturelles, c'est en général à la condition de ne pas entamer avec elles une lutte directe. Une telle lutte n'est possible que quand elle a pour but de réparer le mal causé par l'homme lui-même et de remettre les choses en l'état où elles étaient lorsque, dans son ignorance, il est venu troubler un équilibre déjà établi. C'est ainsi que des dunes primitivement boisées et redevenues mobiles à la suite d'un défrichement inconsidéré, peuvent être de nouveau garnies d'une végétation protectrice. C'est ainsi encore que des travaux bien conduits peuvent maîtriser des torrents dont le déboisement des montagnes a ressuscité l'ancienne activité. Mais la mer est une puissance avec laquelle le combat n'est pas possible, et quand elle redemande les plages autrefois abandonnées par elle, il est rare qu'on puisse les lui disputer.

Quoi qu'il en soit, il importait de montrer que l'action dynamique de l'océan ne dépendait pas seulement des influences multiples dont nous nous sommes occupés dans ce chapitre et qu'elle pouvait être grandement modifiée par une cause dont l'étude est liée à celle de l'énergie interne du globe. Ainsi non seulement les phénomènes extérieurs sont complexes; mais il en est beaucoup dont le jeu normal est plus ou moins placé sous l'étroite dépendance des agents intérieurs.

Résumé. — En résumé, le travail de la mer sur les côtes plates est essentiellement créateur et, par la formation des cordons littoraux, l'océan ajoute aux continents plus peut-être qu'il ne leur enlève par la destruction des falaises, parce que ces cordons deviennent, pour les alluvions fluviales, un point d'appui précieux. Ce rôle de la mer avait été très bien apprécié dès 1800 par Forfait, ordonnateur de la marine française, lorsque, décrivant les lagunes de l'Adriatique, il s'exprimait ainsi (1) : « Là, comme partout ailleurs, la nature qui, quoique l

(1) Cité par Elie de Beaumont : *Leçons de Géologie pratique*, I, p. 326.

Digitized by Google

mouvement soit son essence, *cherche néanmoins toujours l'équilibre et le repos*, a fondé au milieu des eaux un barrage naturel, qui établit une limite entre les atterrissements formés par les tempêtes de la mer et ceux qui résultent des dépôts fluviatiles. »

En même temps nous avons rencontré, dans l'étude de ce phénomène, un nouvel exemple de la complexité des actions naturelles; car dans la formation des cordons littoraux et le comblement des lagunes situées en arrière, il nous a fallu reconnaître à la fois l'intervention de la mer, celle de l'atmosphère, celle des eaux douces, celle des organismes et enfin nous avons dû nous préoccuper aussi des influences internes qui peuvent modifier plus ou moins la stabilité du rivage. Toutefois la part de la mer y est prépondérante et c'est pourquoi il convenait de placer ici l'examen de l'appareil littoral, réservant à un chapitre ultérieur l'étude détaillée des dépôts que les fleuves produisent sous la protection des levées de sable et de galet.

§ 3

DÉPÔTS DE PLAGES

Disposition des dépôts de plages. — L'ensemble des galets, des graviers et des sables provenant de la destruction d'une côte, lorsqu'il n'est pas employé à la construction d'un appareil littoral, se dépose, au pied même de cette côte et spécialement dans les points où l'agitation des vagues est le plus facilement amortie, en donnant naissance à des dépôts côtiers dont la distribution est intéressante à étudier. Cette distribution est l'effet d'une véritable préparation mécanique opérée par le flot sur un ensemble de matériaux d'inégale grosseur.

Nous avons dit comment la lame déferlait en plongeant sur le rivage. Si maintenant nous étudions l'action mécanique qu'elle exerce, non plus sur la côte plus ou moins escarpée dont elle poursuit la destruction, mais sur les plages doucement inclinées où sont répartis les matériaux arrachés à la côte, nous verrons que la puissance de transport des vagues atteint son maximum au moment où elles se brisent et où, grâce à la chute violente de l'eau se déversant par-dessus leur crête, elles acquièrent une vitesse qui leur permet de remuer des cailloux. Comme d'ailleurs nous savons que c'est dans le voisinage de la haute mer que l'action plongeante est le plus intense, il en résulte que, de tous les matériaux détritiques susceptibles d'être tenus en suspension dans la mer agitée, les plus gros seront ceux que la lame poussera le plus loin vers la terre ferme. Ainsi les galets s'accumuleront à peu près au niveau de la haute mer, et même plus haut, si la côte est exposée à de violentes tempêtes.

A peine la lame a-t-elle ainsi jeté sur la plage les galets qu'elle tenait en suspension, qu'elle se retire pour laisser pendant quelques instants le rivage à sec. Au moment où ce mouvement de recul va commencer, la vitesse est nulle et les

Digitized by Google

galets retombent par leur propre poids les uns sur les autres, en formant un amas dont la pente est celle du talus naturel d'éboulement de ces cailloux. Mais l'eau acquiert de plus en plus de vitesse en glissant sur ce talus ; elle entraîne donc les galets les plus petits ainsi que les graviers et les force à glisser en bas d'une pente progressivement adoucie, jusqu'à ce qu'elle ait atteint le niveau à partir duquel elle va recommencer sa marche en avant. Là, étant de nouveau, pendant un instant, réduite au repos, elle laisse tomber sa charge de sable. Ainsi se forme peu à peu, quand les circonstances topographiques le permettent, une plage de sable fin, d'abord très doucement inclinée, puis se relevant brusquement en un talus de graviers et de galets. La limite entre ces derniers et le sable est généralement très nette ; car, une fois la plage constituée, le pied de la pente de galets et graviers marque le point où le frottement ralentit assez la lame en voie de recul pour qu'elle ne puisse plus transporter que du sable. C'est aussi vers cette limite que sont concentrées les coquilles apportées par le flot et dont les fragments seuls se retrouvent dans le sable plus fin.

Ainsi, contrairement à ce qui aurait lieu dans un liquide en repos, l'action marine littorale dispose les matériaux suivant un ordre vertical inverse de celui que ferait prévoir leur dimension, les gros galets au sommet, les graviers ensuite, enfin les sables à la base. Ces derniers, généralement quartzeux, sont remarquables par l'uniformité de leur grain ; car ils représentent tout ce que le flot de retour, coulant sur une plage régulière, avec une vitesse sensiblement constante, est capable d'entraîner. Ils sont d'ailleurs roulés, à cause du frottement mutuel auquel le va-et-vient de la lame les soumet. Quant aux matériaux plus fins, capables de rester constamment en suspension dans l'eau agitée, ils échappent à ce frottement et conservent la vivacité de leurs arêtes. L'expérience indique que cette condition est réalisée pour les fragments de quartz qui ont moins de $\frac{1}{10}$ de millimètre (1). Leur dépôt ne peut avoir lieu sur le rivage même ; il s'accomplit au large, dans le voisinage de la région des vases, là où le mouvement des flots est concentré à la surface. Ces circonstances rendent bien compte, comme l'a remarqué M. Daubrée, de l'uniformité habituelle du grain des sédiments arénacés, ainsi que de l'existence de sables quartzeux à éléments tantôt roulés, tantôt anguleux.

Le profil normal de l'ensemble du dépôt littoral forme une courbe concave vers le ciel, débutant par un talus de galets dont l'inclinaison, près de la crête, s'élève à 18 ou 20 degrés et atteint quelquefois 35 degrés ; ce talus s'adoucit progressivement pour se raccorder avec une plage sableuse, dont la pente varie d'ordinaire entre 1 et 2 degrés.

Telles sont les circonstances habituelles sur les côtes où l'amplitude de la marée est peu sensible et où, par suite, la ligne du maximum d'action de la lame ne varie presque pas de hauteur. Il en est autrement quand, par suite d'un jeu de marées considérable, la plage est exposée à de fréquents remaniements.

(1) **Daubrée** : *Géologie expérimentale*, p. 256.

Digitized by Google

Dans ce cas, la succession régulière que nous avons indiquée peut être troublée par des alternatives entre les couches de sable fin et celles de gravier mélangé de galets. De plus, en pareil cas, le talus de galets offre généralement deux terrasses, dont l'une correspond aux hautes mers d'équinoxe et l'autre aux hautes mers ordinaires. Tantôt, vu la mobilité des galets, celle de ces terrasses qui se produit la dernière efface les précédentes; tantôt les circonstances permettent leur maintien simultané.

Composition minéralogique des dépôts. La préparation mécanique que l'eau fait subir aux sables a souvent pour effet d'y faire apparaître, sur certaines plages, des minéraux qu'on n'y remarquait pas tout d'abord en quantités appréciables; ainsi le grenat, le fer oxydulé, l'étain oxydé, etc. La vague les accumule en des points spéciaux, où elle en augmente sans cesse la proportion. C'est ainsi que, sur la plage de Wissant, dans le Pas-de-Calais, on observe, sur une certaine étendue, une accumulation assez considérable de nodules de pyrite provenant de la destruction de l'argile du gault. A la Pointe des Poulains, à Belle-Ile, on recueille un sable, employé comme poudre pour l'écriture et qui contient 80 pour 100 de matières insolubles dans les acides, consistant en grenat mélangé d'un peu de quartz, de corindon-saphir et d'émeraude. Toujours par suite de la préparation mécanique de la vague, ce sable, déposé par les hautes marées, couronne une plage d'un sable gris-jaunâtre bien différent, dans lequel la proportion de calcaire peut atteindre 70 pour 100 (1).

M. Delesse a fait remarquer que, sur les côtes de Normandie et de Picardie, le sable du dépôt littoral contient beaucoup de quartz hyalin, quelquefois même en proportion supérieure à celle du silex, bien que ce dernier élément soit fourni en abondance par les falaises. Cela tient à ce que, en raison de la dureté plus grande du quartz, l'agitation des vagues doit tendre, à la longue, à le faire prédominer sur les autres minéraux.

Le dépôt littoral peut être vaseux quand les côtes voisines, exposées à l'action des vagues, fournissent surtout des éléments argileux. Tel est le cas de la côte de la Charente-Inférieure, où s'observe, entre la terre ferme et les îles de Ré et d'Oléron, un dépôt particulier dit *terre de Bri*. C'est une vase gris-verdâtre, contenant de l'argile, des grains de quartz, des débris de mollusques et des foraminifères, avec une teneur en calcaire capable d'atteindre 10 pour 100.

Maërl, Traëz, Tangue. — Sur les côtes de la Bretagne, le dépôt littoral emprunte un caractère particulier à la présence des débris de nullipores qui le changent en *maërl* calcaire, très propre à l'amendement des terres, surtout quand on le retire à l'aide de la drague, sans qu'une émersion prolongée y ait détruit la matière organique. D'autres fois, c'est l'abondance des coquilles qui transforme un dépôt de nature arénacée en un amendement calcaire, désigné en Bretagne sous le nom de *traëz*.

(1) Delesse : *Lithologie du fond des mers*, p. 200.

Digitized by Google

Sur les plages que la mer laisse fréquemment à découvert et où débouchent des cours d'eau tranquilles, par exemple dans la baie du Mont-Saint-Michel et en d'autres points du littoral normand ou armoricain, il se dépose une vase sableuse fine, connue sous le nom de *tangue* et dont l'agriculture fait un emploi considérable.

La tangue est essentiellement un produit marin. Les rivières dont elle occupe les estuaires ne peuvent guère y apporter d'autres éléments que des matières organiques, leur vitesse étant très faible. Le grain de la tangue est d'autant plus ténu qu'on s'éloigne de la ligne de basse mer et c'est aussi dans le voisinage de cette limite qu'on rencontre la plus forte proportion d'éléments coquilliers. Le microscope révèle aussi dans la tangue de nombreuses carapaces de diatomées. Mais l'élément principal consiste en menus débris de quartz, de mica et de feldspath généralement potassique ; ce mélange a pour effet de diviser mécaniquement les terres fortes, tandis que, par sa nature un peu argileuse, il est au contraire capable de rendre de la cohésion aux terres légères, en introduisant d'ailleurs, dans les unes et les autres, une certaine proportion d'alcalis.

Avec ces matériaux, qui proviennent de la destruction des terrains granitiques et schisteux des côtes de la Manche, on trouve dans la tangue du carbonate de chaux, en quantités très variables, depuis quelques millièmes jusqu'à plus de cinquante pour cent. L'origine de ce carbonate ne paraît pas devoir être attribuée à une autre cause qu'à la trituration des coquilles apportées par le flot. En outre, la tangue contient du chlorure de sodium ainsi que les différents sels existant en dissolution dans l'eau de mer, notamment des sulfates alcalins ou alcalino-terreux, réduits à l'état de sulfures quand la tangue est fraîche, mais s'oxydant rapidement à l'air et contribuant à augmenter l'action fertilisante de ce produit littoral. Quant à l'acide phosphorique qu'on y a quelquefois signalé, sa présence semble accidentelle et due à la décomposition de petits poissons plats qui abondent dans certains estuaires, en particulier dans celui du Mont-Saint-Michel (1).

Stratification et structure des sables de plages. — Les dépôts de plages, irrégulièrement stratifiés au-dessus de la ligne des hautes mers, parce qu'ils sont remaniés par les vagues des tempêtes, offrent au-dessous de cette limite une stratification régulière, parallèle à la pente de la plage. En effet, c'est le flot de retour qui les y dépose dans sa retraite. Leur inclinaison, de 2 à 7 ou 8 degrés sur un rivage où la marée est faible, atteint jusqu'à 15 ou 20° quand la marée est forte et la côte en pente rapide. On y observe fréquemment des traces de ruissellement ou *rill-marks*. Ce sont des rainures formant un V dont la pointe est tournée vers la mer. Ces rainures prennent naissance lorsqu'un objet saillant, tel qu'un galet ou une coquille, arrête le flot de retour dans sa descente ; obligée de franchir l'obstacle, l'eau ruisselle avec une vitesse accrue sur le versant d'aval

(1) Besnou : *Bulletin de la Soc. géol. de Normandie*, VI, p. 723.

Digitized by Google

et trace dans la plage un sillon qui va bientôt en s'effaçant. Les coquilles brisées et autres débris marins sont caractéristiques de ces dépôts.

En outre, dans la partie inférieure des dépôts de plages on observe souvent de petites saillies en forme de rides, dites *ripple-marks*. On les attribue à ce que la vague pousse le sable devant elle jusqu'à une certaine hauteur qu'elle ne peut dépasser; à ce moment, plongeant par-dessus la crête du petit bourrelet ainsi produit, elle en reforme un autre en arrière. Mais ces ridements paraissent dus plutôt aux vibrations que l'eau éprouve dans la propagation des ondes qu'à une impulsion horizontale directe.

§ 4

DÉPÔTS D'EAU PROFONDE

Dépôts littoraux d'eau profonde. — Si la mer rejette de son sein, pour les accumuler sur les côtes plates, les cailloux, les graviers et une partie des sables ou des limons, il est un grand nombre de matériaux très fins que leur dimension condamne à flotter sans cesse dans les eaux agitées sans pouvoir s'y déposer. De ce nombre sont les fragments, siliceux ou autres, dont le diamètre n'a pas $\frac{1}{10}$ de millimètre et les boues fines qui résultent de la trituration de roches tendres, argileuses ou calcaires.

Ces matériaux ne peuvent cependant pas flotter indéfiniment dans les eaux littorales et une sorte de filtrage naturel finit par les amener dans des parages plus voisins de la haute mer, où l'agitation des flots cesse à peu de distance de la surface; alors les particules tombent lentement sur le fond et s'y accumulent en donnant naissance à des dépôts littoraux d'eau profonde. Cette accumulation est facilitée par la propriété que possède l'eau de mer de retenir les matières fines en suspension beaucoup moins longtemps que l'eau douce. Ainsi, d'après M. Sidell (1), l'eau de la mer se clarifie en *quinze fois* moins de temps que celle des rivières et pourtant, en raison de sa plus grande densité, elle fait perdre aux corps qui s'y trouvent plongés $\frac{1}{40}$ de plus de leur poids. En expérimentant sur des dissolutions artificielles de sel commun, de sel de magnésie et d'alun, M. Sidell a constaté qu'une précipitation qui exigeait de 10 à 14 jours dans l'eau douce, se faisait en 14 ou 18 heures dans les dissolutions salines. De son côté, M. Hilgard a constaté que le dépôt des troubles argileux se faisait très vite dans une eau contenant un peu de chaux ou de sels neutres, tandis que, dans une eau alcaline, l'argile restait indéfiniment en suspension.

Les dépôts littoraux s'effectuent autour des continents et des îles et les entourent d'une ceinture ininterrompue, dont les récentes explorations sous-marines ont permis de fixer la largeur moyenne à 250 kilomètres; mais cette largeur peut

(1) Dana : *Manual of Geology*, 3e édition, p. 677.

Digitized by Google

quelquefois, comme devant les côtes du Brésil, atteindre 600 kilomètres, les matériaux transportés par un grand fleuve, tel que celui des Amazones, étant entraînés au loin par les courants marins sous l'empire desquels ils tombent.

Zone des sables et graviers. — La première partie de cette ceinture est constituée par des matériaux sableux. Autour des côtes européennes, la zone des sables et graviers forme un mince ruban qui va en s'élargissant à l'ouest du Finistère, de manière à embrasser toute la région des îles Britanniques et de la mer du Nord, ce qui s'explique par la faible profondeur de ces parages. Mais dans toute cette étendue, il y a beaucoup de points où il ne se fait aucun dépôt; ainsi au large de la Bretagne et du Cotentin; ainsi encore dans le Pas de Calais où, sur le tiers de la surface, la craie et l'argile du fond sont souvent complètement à nu; ainsi dans la Baltique et près de la Scandinavie occidentale; dans tous ces points, l'absence de dépôts tient évidemment à la puissance des courants, demeurés capables de décaper, en quelque sorte, le lit d'une mer sans profondeur.

Les dépôts sableux de la zone littorale sont généralement stratifiés en couches horizontales, leur formation ayant lieu surtout sous l'influence de la pesanteur. Les coquilles d'animaux ayant vécu en place y sont associées aux fragments brisés d'organismes marins. La vibration causée par les vagues y produit, jusqu'à 100 ou 150 mètres de profondeur, des rides ou *ripple-marks*.

Mais les couches cessent d'être horizontales si les courants de marée atteignent une puissance suffisante; en pareil cas, l'horizontalité ne se maintient que dans les dépôts qui se forment pendant les périodes relativement tranquilles de la haute et de la basse mer. Dans l'intervalle, les couches sont inclinées sous un angle d'autant plus grand que le courant de marée est plus fort. Ainsi se produisent des alternatives de lits horizontaux avec des assises à stratification oblique.

En tout cas, il convient de remarquer que la stratification des dépôts, c'est-à-dire leur division en couches distinctes, ne peut se produire que là où des variations fréquentes ont lieu dans les conditions du mouvement des eaux. Pour que des sables fins alternent avec des graviers, il faut que l'intensité du flot subisse des fluctuations qui modifient sa puissance de transport. De même, pour qu'un dépôt de sable, de grain uniforme, laisse apercevoir des plans de stratification, il est nécessaire que sa formation soit de temps en temps interrompue par des périodes de repos. Autrement le dépôt des sédiments aurait lieu à la manière des précipités chimiques, qui descendent en masse au fond de la liqueur mère.

Dans certaines circonstances, il peut arriver que des particules vaseuses, primitivement isolées, se concentrent en petits amas pendant leur descente et donnent naissance à des nuages floconneux dont le dépôt ne s'opère plus qu'avec une grande lenteur.

Zone des vases. — L'expédition du *Challenger* a permis de reconnaître que,

Digitized by Google

tout autour des continents et des îles non volcaniques, après la zone étroite des graviers, la majeure partie des dépôts littoraux profonds est formée par des *vases bleues et vertes* (1).

Les vases vertes dominent généralement, surtout dans le Pacifique, au voisinage immédiat des côtes, dans les profondeurs comprises entre 200 et 1300 mètres. La couleur des dépôts tient à la présence d'une matière argileuse verte amorphe, mélangée de particules de glauconie. Au delà de 1300 mètres, les vases prennent une teinte bleue ou couleur d'ardoise foncée, avec une couche mince, rouge ou brune, à la surface. Cette dernière seule est à l'état de vase molle, tandis que l'argile bleue est compacte et tenace.

On trouve dans ces dépôts beaucoup de matière argileuse amorphe et des fragments très fins de mica, de quartz et d'autres minéraux, dont la dimension décroît, comme on peut s'y attendre, à mesure qu'on s'éloigne de la terre. Les boues vertes contiennent des moules verdâtres de foraminifères, des ptéropodes, des radioles d'oursins et autres organismes calcaires. Dans les boues bleues, où la glauconie est très rare, on rencontre d'assez nombreux restes organiques, ptéropodes, larves de gastéropodes, foraminifères calcaires jusqu'à 4000 mètres, foraminifères siliceux et spicules d'éponges à toutes les profondeurs.

Le long de la côte de l'Amérique du Sud, depuis le cap Saint-Roch jusqu'à Bahia, les vases du fond, au lieu d'être vertes ou bleues, sont rouges. M. Murray attribue cette coloration aux matières ocreuses que les grands fleuves américains versent dans l'Océan.

Autour des îles volcaniques, les vases et les sables littoraux sont gris; quelquefois cependant on y observe du sable noir et une boue ayant plus ou moins la teinte d'un schiste. C'est la présence des morceaux de ponce et de scories qui empêche ces dépôts de prendre la texture argileuse. Le manganèse y est fréquent, surtout quand il se rencontre des débris de laves pyroxéniques, comme aux îles Sandwich et aux Canaries et les coquilles en sont souvent incrustées. Les restes organiques abondent parfois dans ces dépôts ; ce sont, jusqu'à 3000 mètres, des ptéropodes et des hétéropodes et, au delà, des foraminifères. Autour des îles Sandwich, les boues grises s'étendent jusqu'à plus de 300 kilomètres au large.

Enfin il est encore une variété de vase, spéciale aux régions qui entourent les îles de polypiers : c'est la *vase corallienne*. Elle est formée par une grande quantité de matière calcaire amorphe, avec des débris de coraux et des foraminifères calcaires. Tous les dépôts qui entourent les Bermudes sont de cette nature; à partir de 1800 mètres de profondeur, on voit la proportion de calcaire diminuer et le dépôt prend une teinte rougeâtre et une composition argileuse de plus en plus prononcées. Même au voisinage de la côte, la proportion de détritus minéraux non calcaires est très faible dans cette sorte de vase.

(1) Murray : in *Proceedings of the Royal Society*, XXIV, p. 519.

Digitized by Google

La vase occupe, dans les mers arctiques, des surfaces relativement plus étendues que partout ailleurs et souvent elle s'approche très près des rivages, en réduisant la zone des sables à n'être plus qu'une bande étroite (1). Ainsi elle est très développée dans les mers de Baffin et d'Hudson et domine jusque dans les nombreux détroits qui entrecoupent les terres arctiques. Ce résultat se comprend si l'on réfléchit que l'océan Arctique est, dans notre hémisphère, celui où les vagues ont le moins de puissance ; d'une part, la surface de la mer est souvent occupée par les glaces; d'autre part, en beaucoup de saisons, la ligne des côtes est elle-même masquée par une bordure de glace, de telle sorte que les dépôts sableux, produits par l'action des lames sur une côte rocheuse, ont ici moins de chances de se produire que dans les autres océans.

En outre, de nombreux glaciers débouchent dans l'océan Arctique et y versent leur moraine profonde, uniquement formée par une boue fine provenant de la trituration du sol sous-jacent. Enfin les diatomées, abondantes dans les eaux de surface de ces régions, peuvent fournir aux dépôts du fond, par l'accumulation de leurs carapaces, des éléments siliceux très fins qui n'en changent pas le caractère vaseux. Toutes ces circonstances contribuent donc à imprimer aux dépôts de la zone arctique une physionomie qui les éloigne de ceux des régions tempérées ou tropicales.

Galets sous-marins. — Il arrive quelquefois que, dans certains dépôts littoraux d'eau profonde, on rencontre des galets à une assez grande distance de la côte. Ainsi, dans le Pas de Calais, des cailloux siliceux parfaitement roulés forment des traînées au milieu du détroit, par des fonds qui dépassent 30 mètres. Or ni les vagues ni les courants ne peuvent avoir amené ces galets dans la position qu'ils occupent; leur abondance empêche d'ailleurs d'admettre qu'ils aient été apportés par quelque corps flottant. Une seule explication reste possible, c'est que ces cailloux sont tombés, presque sur place, lors de la destruction de l'isthme qui certainement, à une autre époque, reliait la France à l'Angleterre. Ce sont donc ou des galets côtiers, ou des cailloux de rivière, dont la formation n'a rien de commun avec le régime actuel de la mer où on les trouve. La preuve que ces galets ne sont plus aujourd'hui, dans le détroit, l'objet d'aucun transport, est que leur surface est souvent incrustée de bryozoaires.

Des faits analogues s'observent sur la côte des États-Unis, près de Georgetown, loin des parages où pourrait s'exercer l'action des glaces flottantes et doivent être attribués à la même cause. De même, au nord de l'Écosse, on trouve sur le fond de gros cailloux roulés qui n'ont pu y être amenés qu'à l'époque du grand phénomène erratique.

Dépôts pélagiques. — Les dépôts littoraux de mer profonde ne s'étendent généralement, comme nous l'avons dit, qu'à deux ou trois cents kilomètres des côtes. Or il y a, dans le Pacifique, des parcours de neuf mille kilomètres sur

(1) Delesse : *Lithologie du fond des mers*, p. 379.

Digitized by Google

lesquels on ne rencontre pas une seule terre émergée. Sur l'Atlantique, on peut faire, dans les mêmes conditions, un trajet de quatre mille kilomètres. Que se passe-t-il dans ces régions où l'activité des vagues ne trouve plus matière à s'exercer sur aucun objet solide? C'est encore la grande expédition du *Challenger* qui va nous permettre de répondre à cette question.

Deux sortes de dépôts se rencontrent sous la haute mer. Les uns sont d'origine organique et résultent de l'entassement des dépouilles des êtres qui vivaient sur le fond ou dans les eaux de surface. Ils appartiennent donc à un chapitre spécial de la dynamique externe, celui qui comprend l'étude des phénomènes dus à l'activité physiologique et nous n'avons pas à nous en occuper ici.

Mais les organismes, même microscopiques, tels que les foraminifères et les diatomées, n'existent pas partout et d'ailleurs les courants ou d'autres causes encore mal connues les empêchent quelquefois de laisser tomber leurs dépouilles sur la verticale même du point où ils ont vécu. Il y a donc, sur le fond des mers, de vastes espaces où ni l'action sédimentaire mécanique, ni l'action organique, ne peuvent se faire sentir d'une manière notable.

Argile rouge des grands fonds. Lenteur de son dépôt. — Dans ces conditions, les sondages du *Challenger* nous apprennent que le fond de l'Océan est tapissé par une *argile rouge ou grise*, parsemée de nodules concrétionnés d'oxyde de fer et de manganèse. Ces formations sont très vraisemblablement d'origine chimique et nous indiquerons plus loin ce qu'on sait à cet égard. Constatons seulement que, selon toute apparence, l'argile et les nodules de manganèse ne doivent former qu'un mince enduit sur le fond. Ce qui permet de le croire, c'est l'abondance avec laquelle sont répandus, à sa surface, certains débris qui, dans les autres dépôts, deviennent beaucoup plus rares. Ainsi un seul coup de drague, donné, par 4250 mètres, au sud des îles Marquises, a rapporté un jour, sans que l'outil eût pénétré de plus de trois ou quatre centimètres dans l'argile, plus de *cent dents de squales* et de *trente à quarante caisses tympaniques de cétacés*. Or, parmi ces ossements, les uns étaient recouverts d'une incrustation de deux centimètres et demi d'oxyde de manganèse, tandis que d'autres offraient des surfaces parfaitement nettes.

De plus, quelques-unes des dents de squales, appartenant à un *Carcharodon*, avaient jusqu'à 10 centimètres de largeur à la base, offrant la plus complète similitude avec les dents de *Carcharodon* du terrain tertiaire de l'île de Malte (1). Ainsi, sur ces fonds exceptionnels, il y avait peut-être accumulation de débris organiques appartenant à des âges très divers et forcés de se mélanger vu l'absence de tout sédiment propre à les recouvrir. D'ailleurs, dans toute la campagne du *Challenger*, les vases à éléments organiques n'ont donné qu'une ou deux dents de requins et un seul os tympanique, et on n'en a pas trouvé dans les dépôts littoraux.

(1) Wyville Thomson : *British Association.* — *Americ. Journal*, [3], XVI, p. 352.

Digitized by Google

Il semble donc permis d'en conclure que la formation des boues à foraminifères, si elle est plus lente que celle des vases bleues, est incomparablement plus rapide que celle de l'argile rouge et que les dépouilles des vertébrés marins peuvent s'accumuler sur le fond pendant de longues suites de siècles sans risquer d'être recouvertes par autre chose qu'une faible couche de dépôt concrétionné manganésifère.

Nous avons dit qu'aucun élément détritique ne semblait mêlé à ces argiles des grandes profondeurs. Il faut cependant faire une exception pour la pierre ponce, dont on rencontre à peu près partout de menues esquilles dans le Pacifique. La facilité avec laquelle la ponce flotte sur l'eau et l'importance des phénomènes volcaniques dans le grand Océan rendent suffisamment compte de la diffusion exceptionnelle de ce minéral. Les chimistes du *Challenger* ont également trouvé dans l'argile rouge des traces de cuivre ainsi que de très petits globules métalliques de fer et de nickel, attirables au barreau aimanté et recouverts d'une croûte noire vernissée de fer oxydulé. M. Murray penche pour l'origine cosmique de ces globules, qui ne seraient que des poussières de météorites, dont l'abondance relative tiendrait au long espace de temps pendant lequel elles ont pu s'accumuler sur un fond où ne se produit aucun dépôt. Mais on peut aussi se demander si ces nodules ne proviennent pas des roches d'origine volcanique, dont le fond du Pacifique est garni, et aux dépens desquelles nous verrons que l'argile rouge paraît s'être formée.

Résumé des dépôts marins. — Si maintenant nous cherchons à résumer l'ensemble des notions que nous avons acquises sur la composition des dépôts dus à l'action propre de l'Océan, nous serons frappés tout d'abord par l'extrême variété des sédiments qui peuvent, à la même époque, s'accumuler dans des parages soumis aux mêmes conditions physiques extérieures. Comme d'ailleurs nous savons que les faunes marines, du moins celles de surface, peuvent différer beaucoup suivant les régions, il sera légitime d'en conclure que la dissemblance des sédiments et des restes organiques ne saurait être, dans tous les cas, un argument contre le synchronisme des couches qui les renferment. Du moins cette induction doit-elle conserver toute sa valeur pour les périodes géologiques immédiatement voisines de celle où nous sommes.

Ensuite il convient de signaler, d'une part la faible étendue occupée par les dépôts littoraux, surtout par ceux de nature arénacée, de l'autre la lenteur avec laquelle se forment, sur une côte stable, les sédiments de cette catégorie. Quand même les preuves directes de cette lenteur feraient défaut, elle ressortirait avec assez d'évidence du chiffre minime qui représente l'ablation moyenne annuelle par les vagues, chiffre qu'il faut répartir entre l'appareil littoral, d'une part, et la zone côtière de 200 à 300 kilomètres, d'autre part. Nous ne trouvons donc rien, dans la nature actuelle, qui puisse nous donner l'idée de ces énormes épaisseurs de sédiments détritiques par lesquelles certains terrains sont caractérisés, si ce n'est les érosions exceptionnelles dont les vagues se montrent capables quand le

Digitized by Google

rivage s'affaisse d'une manière continue. Ainsi de grands mouvements du sol nous apparaissent comme nécessaires à la formation de puissantes assises de transport.

Enfin on remarquera qu'il est certaines parties du fond de la mer sur lesquelles il ne s'accomplit aucun dépôt, soit que les courants y conservent trop de puissance, comme dans la Manche, soit que tout élément détritique ou organique y fasse défaut. Dès lors, l'absence, dans la série sédimentaire, d'assises représentant un horizon déterminé, ne devra pas toujours être interprétée comme une preuve, soit de l'émersion du fond de la mer pendant la période correspondante, soit d'une érosion ultérieure. En tout cas, on peut affirmer que la formation de sédiments épais et continus doit exiger à la fois des mers de peu de largeur et des côtes soumises à de fréquentes oscillations.

CHAPITRE III

ACTION DES EAUX COURANTES

§ 1

PRÉCIPITATIONS ATMOSPHÉRIQUES. RUISSELLEMENT. EAUX SAUVAGES

Causes des précipitations atmosphériques. — Les précipitations atmosphériques sont la source première de l'activité des eaux courantes. Ces précipitations ont pour origine l'évaporation dont les régions chaudes de l'Océan sont le siège ; mais pour que la vapeur ainsi produite abandonne la forme gazeuze, il faut que les masses d'air qui la contiennent soient soumises à un refroidissement capable d'abaisser sensiblement leur faculté de saturation. Ce refroidissement implique le transport de ces masses dans des régions plus froides et ainsi l'histoire des précipitations atmosphériques n'est en réalité qu'un chapitre de l'histoire des vents (1).

Entre l'équateur et les tropiques, le phénomène revêt une régularité astronomique. Lorsque la terre est dans une situation telle qu'elle puisse recevoir, à l'heure de midi, les rayons solaires sous une incidence normale (circonstance qui, pour chaque point de la bande tropicale, se réalise deux fois par an), le soleil, dès son lever, aspire d'abondantes vapeurs. Dans l'après-midi l'orage éclate, et le soir le soleil couchant apparaît au milieu d'un ciel momentanément rasséréné. Là, c'est l'ascension verticale de la colonne d'air échauffé qui l'a fait

(1) Surell et Cézanne, *Études sur les torrents*, II, p. 46.

Digitized by Google

pénétrer dans les régions froides de l'atmosphère. Cette ascension est le plus sensible au point où les vents alizés du nord-est viennent rencontrer ceux du sud-est. Les uns et les autres se sont chargés de vapeur d'eau à mesure qu'ils s'approchaient de l'équateur; leur rencontre mutuelle les oblige à monter ensemble dans l'atmosphère et c'est alors qu'a lieu la condensation de la vapeur, sous la forme de pluies torrentielles, parfois assez abondantes pour permettre aux marins de recueillir à la surface de l'Océan l'eau douce qui leur est nécessaire. Grâce à ces pluies et à la zone des nuages sombres auxquels elles s'alimentent, la chaleur solaire est atténuée juste au moment où elle atteindrait sa plus grande valeur et c'est ainsi que la saison des pluies ou *hivernage* coïncide en réalité, pour les régions tropicales, avec l'été astronomique.

La zone voisine de l'équateur est seule à jouir de cette régularité dans la distribution des pluies; encore faut-il, en beaucoup d'endroits, compter avec des modifications locales, déterminées par la forme et le relief de la terre ferme. Partout ailleurs, le phénomène des précipitations atmosphériques participe, dans son origine, de la variété dont le régime des vents est susceptible, et dont nous avons suffisamment indiqué les causes pour qu'il n'y ait pas lieu d'y revenir ici.

Les vents dont le point de départ est situé dans la zone équatoriale sont ceux qui amènent à la fois la plus haute température, la plus forte proportion de nuages, la plus grande abondance de précipitations et la plus petite pression barométrique. C'est donc à eux que la pluie doit toute sa puissance comme agent géologique. Or ces vents ayant pris naissance dans les contrées où règne le maximum de chaleur, il suffit qu'ils arrivent dans des latitudes plus élevées pour qu'ils y rencontrent une température impuissante à maintenir leur contingent de vapeur. C'est ainsi que pendant l'hiver les vents de sud-ouest venant frapper les côtes européennes, sensiblement plus froides que l'atmosphère océanique, les pluies se font sentir sur le littoral. Au contraire, en été, où les continents de la zone tempérée agissent comme des réservoirs de chaleur, la vapeur d'eau apportée par les mêmes vents ne peut plus se transformer en pluie que sur les régions montagneuses demeurées froides. Telle est la raison pour laquelle, en Europe, l'intérieur des continents reçoit son maximum de pluie dans la saison chaude, tandis que, pour le littoral, ce maximum se produit dans la saison froide.

Influence de l'altitude et du relief. — Depuis qu'on a commencé à enregistrer avec soin des observations pluviométriques, on a été frappé de ce fait que la quantité de pluie tombée augmentait en général avec l'altitude. Ainsi, d'après Keith Johnston, la moyenne de la pluie en Europe serait, pour les pays de plaines, de $0^m,575$ par an et, pour les districts montagneux, de $1^m,30$. Dans la vallée du Rhin, on recueille $0^m,56$ à $0^m,58$ d'eau, tandis que, sur les hautes Vosges, l'eau tombée varie de $1^m,10$ à $1^m,20$ (1).

(1) Ch. Grad in Reclus, *La Terre*, II, p. 399.

Digitized by Google

Ce résultat étant bien établi, on a cru d'abord en trouver une explication très simple dans la diminution normale de la température avec l'altitude. Il semblait naturel que l'air dût se refroidir d'autant plus et par suite rester d'autant moins apte à conserver de la vapeur, qu'il venait frapper des cimes plus élevées. Néanmoins des observations précises ont montré qu'on avait considéré à tort comme un effet immédiat de l'altitude ce qui n'en était bien souvent qu'une conséquence indirecte. Ainsi, pour un même vent de sud-est, tandis que le versant ouest du faite océano-méditerranéen reçoit à Toulouse $0^m,6327$ pour une altitude de $148^m,50$, on recueille sur le faite, à Castelnaudary, par 170 mètres, seulement $0^m,630$ alors que le versant oriental, à Carcassonne, reçoit $0^m,7573$ par 115 mètres d'altitude. D'où l'on peut tirer, avec M. Cézanne, cette conclusion, que *le faîte d'une ligne de hauteurs reçoit moins de pluie que celui des deux versants qui est remonté par le courant pluvial.* Dès lors, il est aisé d'apercevoir la vraie cause de l'augmentation qui survient dans les précipitations atmosphériques, par suite de la rencontre d'une chaîne de montagnes. Une masse d'air chargée d'humidité et venant heurter un massif montagneux, est forcée de s'élever pour le franchir; dans cette ascension elle se dilate et par ce seul fait, en vertu des lois de la thermodynamique, sa température s'abaisse indépendamment de l'effet que produit, dans le même sens, la rencontre de couches d'air plus froides. Cet abaissement de température a pour conséquence l'augmentation de la quantité de pluie et l'on peut poser en principe que *la tranche pluviale, dans un courant atmosphérique, est d'autant plus épaisse que le courant arrêté par un obstacle est forcé de s'élever plus rapidement* (1). Ainsi la rencontre du massif du Morvan porte à $1^m,57$, aux Settons, la chute annuelle de pluie, réduite à $0^m,54$ à Paris après avoir été de $0^m,7992$ près de l'embouchure de la Seine. Ainsi encore, sous les tropiques, où règnent les alizés venant de l'est, les terres qui penchent vers l'orient sont inondées d'averses torrentielles, alors qu'il ne pleut presque jamais sur le versant occidental des Andes. Tandis que Liverpool ne reçoit que $0^m,86$ d'eau, les petites montagnes du Westmoreland, situées en travers de l'espèce d'entonnoir que forme le canal d'Irlande, en reçoivent jusqu'à $3^m,85$ (2). A Bergen, en Norvège, la chute annuelle est de $2^m,653$ et les mêmes vents qui amènent la pluie sur le versant occidental des monts scandinaves donnent souvent du beau temps de l'autre côté ; certaines vallées étroites de la Grande-Bretagne, comme celles de Borrowdale et de Kendal, et de même plusieurs fjords de Norvège, où le vent du nord s'engouffre comme dans un cul-de-sac, sont célèbres par l'abondance relative des pluies. Enfin, à Cherra-Ponjee, au pied de l'Himalaya, les vents chauds des tropiques, venant buter contre cette gigantesque muraille, abandonnent en moyenne l'énorme quantité de $14^m,80$ par an, tandis qu'il ne tombe à Calcutta que la dixième partie de ce chiffre. Du reste, MM. Thomson et Hooker ont observé, dans une seule vallée

(1) Cézanne : *Études sur les torrents*, II, p. 51.
(2) Reclus : *La Terre*, II, p. 401.

Digitized by Google

du même massif, une chute de 12m,50 en sept mois et une pluie de quatre heures a suffi un jour pour y recouvrir le sol de 0m,76 d'eau, soit juste autant que la France en reçoit en une année.

On peut donc dire que les obstacles placés en travers d'un courant d'air humide en *expriment mécaniquement* la vapeur d'eau comme on fait sortir l'humidité d'une éponge en la pressant. Ainsi c'est une circonstance essentiellement locale, à savoir la forme particulière du relief, qui détermine, sur certains points, ces chutes exceptionnelles, capables de donner lieu à des effets de transport d'une rare puissance.

Foehn. — Rien n'est plus propre à établir l'influence du relief que l'étude des particularités offertes par le vent connu en Suisse sous le nom de *foehn*. C'est un vent très chaud, se manifestant, sur le versant nord des Alpes, par la fonte extrêmement rapide qu'il provoque dans les neiges et les glaces et qui lui a valu le nom de *Gletscherfresser* ou *mangeur de glaciers*. Longtemps on s'est plu à y voir un courant d'origine saharienne; mais cette hypothèse concordait mal avec la direction du foehn, qui souffle toujours du sud-ouest. Les considérations de thermodynamique que nous venons de rappeler ont permis d'en donner une explication beaucoup plus rationnelle.

Un courant d'air sec, obligé de franchir une cime, se refroidit, par le fait de sa dilatation, d'environ 1° par 100 mètres. Il n'en est pas de même d'un courant d'air humide, car la dilatation et le refroidissement de ce dernier sont accompagnés d'une précipitation correspondante de vapeur d'eau et cette vapeur, restituant dans sa condensation la chaleur latente qu'elle avait absorbée, atténue l'abaissement de température. On peut ainsi calculer que si deux courants d'air, l'un sec, l'autre humide, partant l'un et l'autre d'une température initiale de + 10°, sont obligés de franchir un faîte de 3000 m, l'air sec y arrivera avec une température de — 20°, tandis que l'air humide marquera — 7°,1. En retombant sur le versant opposé, d'une hauteur égale, l'air sec reviendra à sa température initiale, c'est-à-dire à + 10°. Mais l'air humide, accomplissant exactement le même travail, se réchauffera aussi de 30°. Il devra donc se retrouver à + 22°,9, c'est-à-dire avec une température assez élevée pour fondre une grande quantité de glace. Ainsi le *foehn* est un vent atlantique et non saharien, tirant ses propriétés caractéristiques du travail mécanique que le puissant relief des Alpes lui impose.

Du reste le *foehn* des vallées suisses a pour pendant le *sirocco*, qui souffle dans les vallées italiennes pendant les tempêtes du nord-est (1). Ce vent, pluvieux ou neigeux sur le versant qu'il est forcé de remonter, devient desséchant sur le versant opposé pour les mêmes raisons de thermodynamique qui viennent d'être indiquées. Des effets analogues s'observent dans toutes les régions montagneuses, notamment dans le Caucase et en Nouvelle-Zélande.

(1) Ch. Grad : *Annuaire du club alpin français*, 1877, p. 486.

Digitized by Google

En résumé, pour une même proportion de vapeur d'eau contenue dans l'air en mouvement, les points où tombe la plus forte quantité de pluie sont ceux où les vents humides rencontrent un versant abrupt qui les force à s'élever rapidement, produisant ainsi à la fois un travail de dilatation avec refroidissement et un mélange plus rapide de l'air chaud venu de la mer avec les couches froides qui baignent les montagnes. C'est pour ce motif que l'ouest de l'Angleterre reçoit 1^m d'eau en moyenne quand la côte orientale n'en reçoit que $0^m,625$ et qu'il tombe de $1^m,50$ à 2^m sur le versant sud-ouest du Bœhmerwald, tandis qu'à Prague la chute annuelle n'est que de $0^m,40$. De la sorte, les précipitations atmosphériques qui, dans leur cause première, sont sous l'étroite dépendance des circonstances géographiques actuelles, subissent encore plus, dans leur répartition, l'influence du relief du sol au point où elles se produisent. Ce principe est bon à retenir, pour comprendre à quel point la puissance mécanique des cours d'eau peut dépendre, dans son origine, de causes essentiellement locales.

Neiges et brouillards. — Jusqu'ici nous avons supposé que la vapeur d'eau soustraite à l'atmosphère se précipitait tout entière sous la forme de pluie. Tel n'est pas toujours le cas et, suivant les saisons ou l'altitude, une bonne part de cette vapeur se condense à l'état de neige. Une portion de cette neige contribue directement à l'alimentation des cours d'eau par la fusion qu'elle subit en été; une autre s'emmagasine en donnant naissance à des glaciers, dont nous aborderons l'étude après celle des eaux courantes. Enfin la condensation de la vapeur s'opère très souvent, surtout dans les régions du nord, sous la forme de brouillards, dont une fraction seulement profite aux cours d'eau, le reste étant employé à l'entretien d'une végétation spéciale à ces contrées. Du reste ces diverses circonstances sont toutes comprises en bloc dans le chiffre qui représente la moyenne annuelle de pluie en chaque lieu, car ce chiffre s'applique non seulement à l'eau directement recueillie, mais à la neige, transformée en un poids égal d'eau liquide.

Cela posé, si nous faisons abstraction, pour l'instant, de la part des précipitations atmosphériques qui concourt à la formation des glaciers, il conviendra de rechercher ce que devient le reste après avoir touché le sol et de quelle manière ce reste contribue à nourrir l'activité des eaux courantes.

Partage des précipitations atmosphériques. Évaporation. — Tout ce qui tombe à la surface de la terre sous la forme de pluie doit se partager entre l'*évaporation*, le *ruissellement* et l'*infiltration*.

L'évaporation, dont l'effet est de restituer à l'atmosphère, soit immédiatement, soit à bref délai, une notable partie de l'eau tombée, dépend de la température et de l'état physique du sol. Elle va en diminuant de l'équateur au pôle et est naturellement beaucoup plus forte dans la saison chaude que dans la saison froide ; même, en été, elle atteint une telle intensité qu'on a pu poser en principe général que, dans les contrées de la zone tempérée, *les pluies estivales ne pro-*

Digitized by Google

fitent pas aux cours d'eau. Le maximum d'évaporation a lieu quand se produisent des alternatives de pluies et d'embellies. En outre la perte par évaporation est d'autant plus grande que la terre qui reçoit la pluie est plus noire et plus chaude. Les prairies et les forêts modèrent l'activité de ce facteur en obligeant l'eau à s'infiltrer lentement et en emprisonnant les gouttelettes au milieu d'un entrelacement de feuilles et de brins d'herbes qui les protègent contre la radiation solaire directe. Cet effet protecteur est d'autant plus efficace qu'il s'exerce principalement en été, c'est-à-dire à l'époque où l'évaporation a le plus besoin d'être combattue.

Au total, la part de l'évaporation est considérable. Dans le bassin de la Seine, d'après M. Dausse, elle enlève environ les deux tiers de la pluie tombée et, pour le Mississipi, elle en absorbe les trois quarts ; encore ce résultat d'ensemble provient-il d'une compensation entre les régions de l'ouest et celles du Missouri, où la perte par évaporation est évaluée à près de 85. Du reste, l'influence de l'évaporation diffère suivant la répartition de la pluie avec les saisons. Ainsi, à Paris, la chute d'eau moyenne, de 1804 à 1873, a été de 0^m, 5157, se répartissant en 0^m, 2258 pour la saison froide et 0^m, 2879 pour la saison chaude. Il y a donc excès de pluie en été relativement à l'hiver, c'est-à-dire que, au centre du bassin de la Seine, l'évaporation doit être proportionnellement plus efficace qu'elle ne le serait si les circonstances de la distribution des pluies étaient renversées. Une telle disposition est évidemment peu favorable au maintien de la stabilité du régime de nos cours d'eau ; en revanche elle a pour effet de mieux garantir le bassin contre le danger des débordements de rivières, puisque les pluies de la saison froide, pendant laquelle ces derniers doivent se produire de préférence, sont en moindre proportion.

Ruissellement. Ses causes. — Le *ruissellement* est l'écoulement superficiel des eaux pluviales, se rendant directement aux thalwegs sans passer par l'intermédiaire des sources.

Si l'on excepte le cas des pluies torrentielles, où la quantité d'eau qui tombe en quelques instants peut dépasser la puissance d'imbibition, même pour les terrains les plus absorbants, le ruissellement est essentiellement déterminé par la nature et le relief du sol. Il se produit partout où le sol est *imperméable* et, de plus, quelle que soit la qualité du terrain à ce point de vue, il se produit aussi partout où la pente est assez forte pour que la composante de la pesanteur suivant l'inclinaison du versant où tombe la pluie l'emporte sur les actions qui tendraient à faire pénétrer les gouttes d'eau dans le sol sous-jacent.

Dans les pays où la pente de la surface ne suffit pas pour provoquer le ruissellement quelle que soit la nature du terrain, ce phénomène ne peut résulter que de l'imperméabilité du sol. Sur un fond d'argile ou de schiste argileux, l'infiltration est impossible et le sol, supposé sec, est bien vite saturé par une imbibition purement superficielle ; les eaux de pluie sont donc obligées, ou de séjourner quand le terrain est plat, en formant des marécages, ou de se rendre aux

Digitized by Google

thalwegs en suivant partout les lignes de plus grande pente. Aussi l'imperméabilité d'un terrain, quand l'écoulement des eaux y est facile, se révèle-t-elle au premier abord par sa surface ondulée et le grand nombre de ravinements secondaires, le plus souvent à sec, qui le parcourent en tous sens. A chaque grande pluie, l'eau ruisselle dans ces ravinements, avec une vitesse suffisante pour en dégrader le lit, emportant de la vase et des cailloux et donnant naissance, toutes les fois qu'un élargissement survient qui amortit sa vitesse, à un petit cône de débris. Les thalwegs principaux se remplissent rapidement de ces eaux limoneuses et ainsi les rivières des pays imperméables sont caractérisées à la fois par la rapidité de leurs crues, par la hauteur à laquelle les grandes eaux s'y élèvent et par les troubles dont elles sont chargées. Leurs inondations sont d'ailleurs aussi courtes qu'elles sont violentes, à cause de la rapidité avec laquelle s'opère la concentration des ruissellements partiels. Enfin, les cours d'eau n'étant guère alimentés qu'en temps de pluies, la plupart d'entre eux ne sont qu'éphémères et tarissent du moins dans la saison chaude. Comme exemples de cours d'eau de cette catégorie, on peut citer ceux qui alimentent l'Yonne en descendant des pentes du Morvan, dont le sol granitique est imperméable aussi bien que celui des marnes jurassiques qui s'appuient sur ses flancs. Mais le Morvan est une région montagneuse, où la valeur des pentes est assez forte et peut suffire pour donner aux cours d'eau un certain caractère torrentiel. Il n'en est pas de même sur les plateaux si uniformes de la Normandie, notamment dans le pays de Caux ; et pourtant grâce à l'imperméabilité de l'argile à silex qui, sur une épaisseur capable d'aller parfois à 35 mètres, constitue le sous-sol du plateau, le terrain, jusqu'à la jonction de l'argile avec la craie, offre une multitude de thalwegs sinueux, à la rencontre desquels les silex, transportés lors des grandes pluies, forment de petits amas coniques. Souvent aussi, des traînées de silex, aux angles à peine émoussés, occupent le fond de ces ravinements secondaires.

L'inspection d'une carte topographique permet de reconnaître à coup sûr les pays où le ruissellement se produit en raison de l'imperméabilité du sol. Le nombre considérable des cours d'eau, leur faible importance, l'allure capricieuse des ravinements, circulant en tous sens, sont des indices certains que le sol ne se laisse pas pénétrer par les infiltrations. Au contraire, dans les régions perméables, l'eau se réunissant en nappes profondes ne circule pas à la surface, mais s'échappe par les sources en des points privilégiés et se concentre, dans les grandes coupures du terrain, sous la forme de cours d'eau importants et espacés. C'est ainsi que Belgrand a fait voir comment les diverses zones concentriques, qui encadrent si régulièrement le bassin de Paris, étant alternativement perméables et imperméables, se révèlent sur une carte, par la disposition de leurs cours d'eau, avec autant de sûreté que par l'application des teintes géologiques correspondantes.

Effets mécaniques du ruissellement. Eaux sauvages. — Les effets méca-

Digitized by Google

niques du ruissellement dépendent de la masse de l'eau et de sa vitesse, cette dernière étant surtout déterminée par la pente. Ils varient beaucoup suivant que la disposition du terrain favorise ou non la concentration des eaux pluviales. Supposons d'abord que cette concentration n'ait pas lieu sur une échelle appréciable. Les eaux des grandes pluies cheminent à la surface du sol suivant toutes sortes de directions, méritant ainsi le nom d'*eaux sauvages* qui leur est souvent attribué. Dans leur parcours elles dégradent plus ou moins le sol sous-jacent et peuvent en changer beaucoup la configuration extérieure.

Toutes les fois que le ruissellement s'exerce sur une pente modérée, formée par un grès ou un conglomérat, offrant de gros blocs solides noyés dans une matière facile à désagréger, telle que du sable, l'action des eaux sauvages tend à isoler les blocs et à les laisser en saillie à la surface du sol. Tantôt cet isolement place les blocs dans un état d'équilibre instable et un moment arrive où ils roulent en bas de la pente ; tantôt ils demeurent entassés les uns sur les autres, dans la position où l'enlèvement progressif du sable les a fait peu à peu descendre. Ainsi se produisent des blocs *perchés*, des *pierres branlantes*, et des accumulations souvent très pittoresques, dont les pays granitiques offrent de nombreux exemples. En effet, le granite a une tendance marquée à se désagréger en une arène meuble au milieu de laquelle certaines parties plus compactes demeurent sous la forme de gros nodules. A peine visibles sur le sommet des plateaux, ces nodules restent en pleine saillie sur les pentes parce qu'ils ont été débarrassés du sable environnant. Dans certains cas, les parties solides de la roche, au lieu de former des nodules arrondis et isolés, constituent plutôt des amas lenticulaires, et le ravinement lors des grandes pluies finit par les isoler sous la forme de chapiteaux naturels couronnant des colonnes de roche plus friable.

Pyramides de terre. — Si le terrain est meuble, étant formé d'argile, de grès tendre, de sable ou de gravier, les eaux sauvages y tracent une infinité de rigoles, qui finissent par découper le sol en longues aiguilles pyramidales, destinées à s'écrouler bientôt. Les mieux caractérisées de ces pyramides de terre sont celles qu'on observe quand les eaux ruissellent sur d'anciennes boues glaciaires avec blocs disséminés, comme aux environs de Botzen en Tyrol. Soit *abc* (fig. 28)

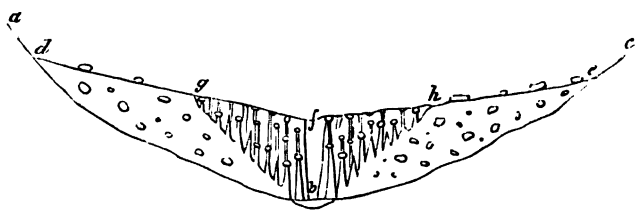

Fig. 28. — Formation des Pyramides de terre (d'après Credner).

une dépression comblée par un dépôt de ce genre *deb*. Chaque bloc de pierre protège contre le ruissellement immédiat la portion du dépôt qu'il recouvre.

Digitized by Google

L'érosion s'accomplit à droite et à gauche par le creusement de deux rigoles, isolant ainsi, dans l'espace *gfh*, une série d'aiguilles coniques, dont chacune est couronnée par un bloc perché. Telles sont aussi les *pyramides des fées* qu'on peut voir auprès de Saint-Gervais en Savoie.

Les plus beaux exemples de ce genre d'érosion paraissent être ceux que présente la région du Colorado, dans le bassin du Rio Grande. La figure 29, em-

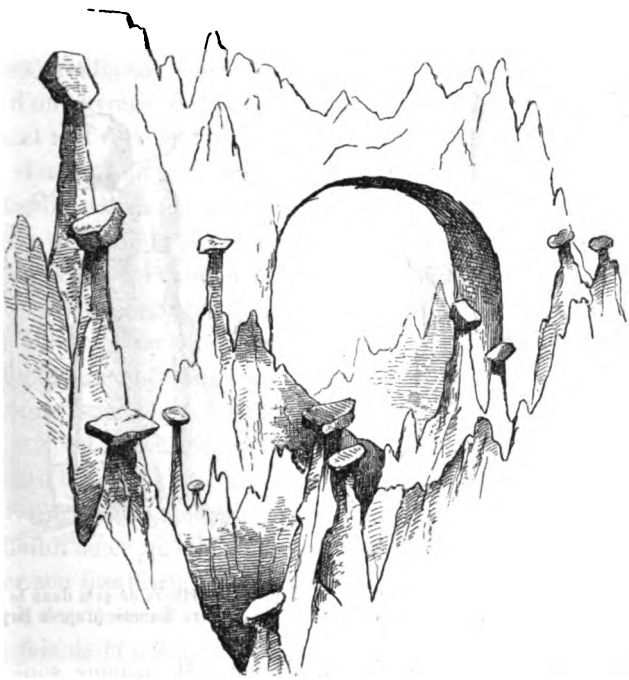

Fig. 29. — Arcade naturelle et Pyramides d'érosion dans le bassin du Rio Grande (d'après Hayden).

pruntée à M. Hayden, montre une série de ces pyramides avec blocs perchés, précédant une arcade naturelle que les eaux torrentielles ont creusée dans la roche meuble. Cette roche est un conglomérat trachytique dont les blocs demeurent en saillie sur les pyramides à diverses hauteurs (fig. 30). La plupart de ces aiguilles ont de 20 à 25 mètres; exceptionnellement, quelques-unes atteignent 100 mètres.

Piliers et témoins. — Lorsque le terrain exposé à l'action des eaux sauvages est formé de roches consistantes, mais divisées par des systèmes de fissures verticales, l'eau des fortes pluies profite de ces fissures et découpe la roche en prismes ou en colonnes, tout à fait semblables aux aiguilles que la mer isole en avant de certaines falaises escarpées. La figure 31 représente trois piliers de grès, dont le plus haut a 25 mètres, détachés par érosion, à la faveur de nombreuses fentes verticales, dans les parois du torrent de la Rivière Blanche, au Colorado.

Digitized by Google

Comme les précédents, ce dessin est emprunté à M. Hayden (1). Au loin s'aperçoivent des escarpements naturels absolument comparables aux ruines de ces vieux châteaux qui couronnent, en Europe, la crête de tant de vallées.

On peut voir aussi dans la Suisse saxonne, notamment à l'escarpement de la

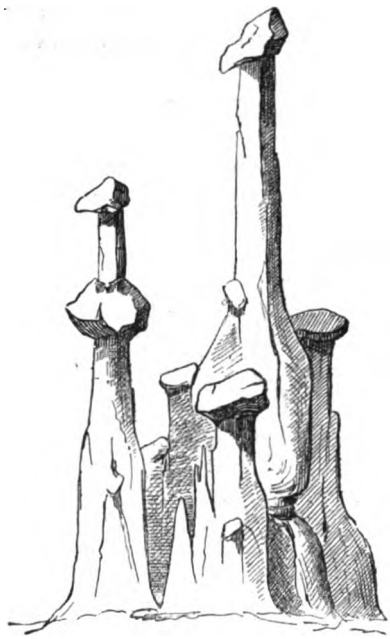

Fig. 30. — Pyramides et Blocs perchés du Rio Grande (d'après Hayden).

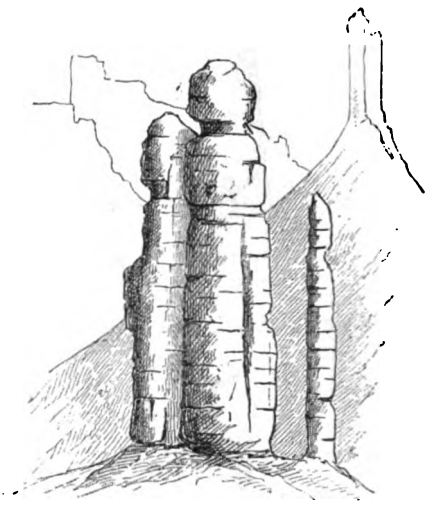

Fig. 31. — Piliers de grès dans le cañon de la Rivière Blanche (d'après Hayden).

Bastei, sur les bords de l'Elbe et à l'arcade naturelle connue sous le nom de Prebisch Thor, de beaux exemples des effets produits par les eaux sauvages sur une roche arénacée, en couches horizontales, découpées par plusieurs systèmes de fissures verticales. L'érosion finit par décomposer la masse du grès en colonnes, sur lesquelles la stratification reste parfaitement visible et dont chaque tronçon s'arrondit à l'extérieur, de telle sorte que les piliers naturels de la Bastei, avec leur teinte d'un blanc-jaunâtre, simulent de gigantesques entassements de miches de pain.

Le travail des eaux torrentielles offre donc d'assez grandes analogies avec celui des vagues sur les falaises, ce qui se comprend sans peine, puisque, de part et d'autre, c'est la force vive de l'eau, aidée par les matériaux transportés, qui constitue l'agent d'érosion. Aussi la figure des escarpements produits ne peut-elle, à aucun degré, indiquer à elle seule si leur formation est l'œuvre de la mer ou celle des torrents. C'est ainsi que bien des falaises intérieures, avec aiguilles détachées et arcades naturelles, ont été autrefois attribuées à tort à l'action ma-

(1) *Geol. Survey of the territories*, 10th. annual Report, 1878, p. 85.

Digitized by Google

rine, jusqu'à ce que l'observation eût fait découvrir des exemples du même genre dans des pays où il était absolument certain que la mer n'avait pas pénétré. Nulle part ces analogies ne sont plus manifestes que dans les territoires de l'ouest des États-Unis, notamment dans le Colorado et les *Mauvaises terres* du Nebraska. Les dessins qui accompagnent les belles publications des Commissions géologiques américaines représentent toutes les variétés de formes que l'érosion a fait naître dans ces pays, composés de roches faciles à désagréger, à une époque où le phénomène des pluies y devait atteindre une intensité extraordinaire. Falaises rectilignes rongées au pied, aiguilles et piliers isolés comme les *témoins* d'un ouvrage de terrassement, roches percées et découpées, rien n'y manque, et tout cela est l'œuvre exclusive des eaux sauvages, aidées par la constitution d'un terrain dont les strates, presque partout horizontales, s'éboulaient avec facilité dès que la base en était suffisamment minée. Il est toutefois à remarquer que ni les témoins isolés ou *bluffs* de la région des Montagnes Rocheuses, qui jonchent certains districts comme autant de ruines gigantesques, ressemblant, par la stratification régulière de leurs éléments, à des piliers de maçonnerie, ni les *ghours* du Sahara, qui, sur une échelle moindre, affectent le même caractère, ne peuvent être attribués à l'action, même longtemps prolongée, de pluies semblables à celles de la période actuelle. Si le travail des eaux sauvages y est manifeste, il n'est pas moins incontestable que le régime pluvial, aujourd'hui si pauvre, de ces deux contrées, n'a pas pu suffire à une pareille tâche. L'action du ruissellement n'y est donc plus, de nos jours, qu'un écho très affaibli de ce qu'elle a été une autre époque. C'est en vain qu'on voudrait racheter son insuffisance en lui accordant, pour accomplir son œuvre, une suite indéfinie de siècles. L'énergie mécanique qu'accusent les formes du terrain réclame à la fois de la masse et de la vitesse et ce sont là des éléments auxquels la longueur du temps ne saurait en aucune façon suppléer.

Dépôts meubles sur les pentes. — Les eaux pluviales qui ruissellent le long de pentes où leur concentration ne peut avoir lieu entraînent au pied de ces pentes de nombreux matériaux, mélanges de pierres et de boue, arrachés au sol sur lequel elles coulent. A ces éléments s'ajoutent les produits des avalanches de neige et ceux des éboulements qui surviennent quand la base d'un escarpement a été minée par les eaux. Ces matériaux s'accumulent au pied du talus et y constituent, lorsqu'aucun cours d'eau ne vient les enlever, des dépôts particuliers, appelés *dépôts meubles sur les pentes*. Leurs caractères principaux sont la forte inclinaison des couches successives, d'ailleurs fort irrégulières, dont ils se composent, et l'état anguleux des fragments de pierres, toutes les fois qu'il ne s'agit pas de blocs originairement arrondis avant leur entraînement ou susceptibles de s'arrondir par une longue exposition à l'air, comme c'est le cas pour beaucoup de roches granitiques ou arénacées. On conçoit que, suivant la part prise par la pesanteur ou les eaux pluviales à la formation de ces dépôts, ils puissent passer, par des transitions insensibles, à de véritables cônes de dé-

Digitized by Google

jection torrentiels. Dans le cas le plus général, ils devront s'en distinguer par l'absence des graviers, qui ne peuvent se former qu'à la suite d'une trituration et d'un transport effectués dans une rigole de concentration où circulent des eaux courantes.

§ 2

TORRENTS

Définition des torrents. — Examinons maintenant ce qui se passe lorsque, à la faveur de la pente et de la disposition convergente du terrain, les eaux pluviales doivent, non seulement ruisseler à la surface, mais s'y réunir en masses notables. Dans ce cas, presque toujours réalisé dans les pays de montagnes, la concentration des eaux produit des *torrents*, c'est-à-dire des cours d'eau aussi violents qu'éphémères, capables d'exercer, sur les terrains qu'ils traversent, des actions mécaniques d'une grande puissance, dont l'étude va nous occuper. Commençons par bien définir les torrents, en nous appuyant sur les beaux travaux de MM. Surell et Cézanne (1).

Un torrent est un cours d'eau temporaire, dans lequel l'eau se concentre à la suite de grandes pluies et acquiert, en raison de sa masse et de la pente du lit, une force vive considérable. Le trait caractéristique des torrents est la faculté qu'ils possèdent de *réunir en un seul flot toute l'eau tombée pendant un certain temps sur un espace assez étendu*. Cette faculté réside dans la configuration du sol, et ainsi la partie principale d'un torrent, celle qui lui donne sa raison d'être, est le *bassin de réception* à la faveur duquel s'opère la concentration des eaux pluviales.

Bassin de réception. — Le bassin de réception d'un torrent, appelé aussi *entonnoir*, est un cirque plus ou moins complet, sur les pentes abruptes duquel ruisselle l'eau des fortes pluies. Dans quelques cas, les parois du cirque sont des falaises à peu près verticales, le long desquelles l'eau tombe en cascades, sans entamer sensiblement les roches solides qui les composent et dont la disposition en amphithéâtre est sans doute le résultat de mouvements du sol, indépendants de l'action propre des eaux. Le cirque de Gavarnie, dans les Pyrénées, en est un bel exemple. Mais la plupart du temps l'entonnoir est lui-même le produit d'un creusement opéré par les eaux pluviales, d'une part en raison de la pente, de l'autre à la faveur de la constitution du terrain. Aussi peut-il offrir tous les phénomènes d'érosion qui viennent d'être décrits à l'occasion du travail des eaux sauvages. Ses parois, quand elles sont meubles, s'éboulent constamment, et ainsi l'entonnoir va sans cesse en s'agrandissant jusqu'à ce que ses limites atteignent des roches capables de présenter à l'érosion une résistance suffisante. Tel est le cas des torrents pyrénéens, dont les bassins de réception ont été affouillés, pour la plupart, jusqu'aux roches dures de la chaîne centrale. Aussi les eaux

(1) *Études sur les torrents des Hautes-Alpes.*

Digitized by Google

de ces torrents sont-elles à peine troubles dans leurs crues et elles ne commencent à se charger de matières en suspension que quand elles ont reçu des affluents dont le lit entame les formations meubles des vallées.

La rapidité avec laquelle s'accomplit la concentration des eaux torrentielles est telle que souvent le voyageur qui chemine à pied sec dans le canal d'écoulement trouve à peine le temps de se sauver en montant sur les berges. Dans les contrées tropicales, où les pluies sont diluviennes, par exemple en Abyssinie, il arrive parfois, à ce que rapporte M. d'Abbadie, que, par un ciel pur, on perçoive un bruit lointain dont la signification n'échappe pas aux indigènes; moins d'une minute après, le vallon disparaît sous une large et profonde nappe d'eau qui entraîne des arbres, des pierres et même des animaux sauvages, surpris par l'irruption du fléau. C'est un orage local, survenu au loin dans la montagne et dont tout le produit s'écoule en un seul flot.

Canal d'écoulement. — Les bassins de réception des torrents peuvent avoir des dimensions très diverses; car leur étendue dépend de celle des matériaux meubles que le ruissellement est capable d'entamer. Mais d'ordinaire la surface occupée par l'entonnoir est assez limitée et cette région vient aboutir, par une sorte de *goulet*, à ce qu'on appelle le *canal d'écoulement* ou *couloir*.

Ce canal est le lit du torrent proprement dit. Il doit généralement son origine à l'existence d'une bande de roches plus dures que celles de l'entonnoir et où les eaux courantes doivent se frayer un passage étroit. Mais le canal peut également être creusé dans des roches assez tendres, si leur pente générale n'offre pas de ces convergences qui facilitent la concentration des eaux. En tout cas, ce qui caractérise ce canal, c'est à la fois sa forte pente, son peu de largeur et la raideur de ses parois.

Phénomènes d'affouillement. — Par suite de ces diverses circonstances, le canal d'écoulement est la partie où l'action mécanique du torrent acquiert le plus de puissance. Tandis que, dans l'entonnoir, l'érosion était surtout l'œuvre des eaux pluviales, divisées en un grand nombre de filets, le travail qui s'accomplit dans le canal est produit par une véritable chute d'eau, dont la puissance s'augmente de tous les matériaux solides qu'elle charrie. En supposant, ce qui est un cas très ordinaire, une pente de $0^m,06$ par mètre et une section ayant 8 mètres de largeur sur 2 mètres de hauteur, ce qui donne 12 mètres de périmètre mouillé, on peut calculer que la vitesse de l'eau atteint $14^m,28$ par seconde, c'est-à-dire celle des vents violents. Dans de telles conditions, un torrent peut débiter en une seconde 228 mètres cubes, alors qu'en temps normal la Garonne à Toulouse en débite 150, et la Seine à Paris, 130. Par conséquent, en vertu de la concentration opérée par l'entonnoir, un torrent de quelques kilomètres de longueur peut atteindre momentanément l'importance des plus grands fleuves.

D'ailleurs le lit du canal n'est régulier ni dans son profil ni dans sa direction. A chaque instant la pente se brise, produisant une cascade et les parois se cou-

Digitized by Google

dent de telle sorte que le flot les attaque directement, tant par sa masse que par celle des cailloux transportés. L'air mis en mouvement par la chute de l'eau suffit d'ailleurs, dans les étranglements, pour entraîner jusqu'à des quartiers de rocher et c'est ainsi que, dans les crues de certains torrents, on a pu voir des ponts emportés sans qu'ils eussent même subi le contact de l'eau. De tels efforts provoquent dans les parois de nombreux éboulements; il en résulte des barrages momentanés, en arrière desquels l'eau s'accumule et, quand elle a acquis assez de puissance pour triompher de l'obstacle, la débâcle qui se produit dépasse encore en intensité l'effet des eaux les plus violentes. Une véritable *lave* (1) froide, fleuve de boue capable de laisser flotter de gros blocs, se met en mouvement avec une force irrésistible, détruisant tout sur le terrain qu'elle envahit. C'est ainsi qu'en Suisse le lit d'un torrent ayant été momentanément barré, MM. Alphonse Favre et Studer ont vu la boue, d'un noir d'encre, couler comme une matière plastique, emportant pendant plus de 300 pas des milliers de blocs qui semblaient suspendus à sa surface.

L'eau torrentielle agit donc dans le canal d'écoulement avec le maximum de sa puissance. Sous l'action de ce bélier hydraulique, que chaque averse survenue dans la montagne remet en marche, les parois du canal s'écroulent par portions, se détachant, suivant les lignes de moindre résistance et jonchent le lit du torrent de blocs qui rebondissent de cascade en cascade, comme autant de projectiles au service de l'eau courante. Aussi, dans ces couloirs généralement creusés au milieu de roches dures, le lit et les parois, partout où un écroulement récent n'a pas mis à nu de nouvelles surfaces, sont-ils polis par le frottement incessant qu'ils subissent de la part des matériaux transportés.

Marmites de géants torrentielles. — De même que les galets marins creusent au pied des falaises des *marmites de géants*, de même les eaux torrentielles exécutent, dans le canal d'écoulement, à la faveur des cailloux transportés, un travail exactement semblable. On peut dire que la formation de ces marmites est encore plus facile dans le lit des torrents que sur les plates-formes maritimes, car la composante verticale est plus puissante pour les eaux torrentielles que pour les vagues et les tourbillonnements ont beaucoup plus de chances de s'y produire.

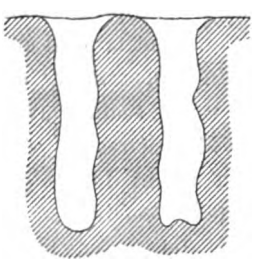

Fig 52. — Types de marmites de géants dans le grand cañon du Colorado (d'après G. K. Gilbert).

Les marmites de géants abondent sur les parois des gorges torrentielles du Colorado (2); c'est surtout dans le granite qu'elles sont bien développées. Leur diamètre dépasse rarement $0^m,50$ à $0^m,40$; mais elles sont quelquefois disposées en très grand nombre les unes à côté des autres. Tantôt leur forme est simplement cylindrique, avec un fond concave; tantôt le fond offre au milieu une

(1) C'est le nom qu'on lui donne, d'après M. Cézanne, dans les Basses-Alpes.
(2) Gilbert in *Wheeler's Report*, 1875, p. 73.

Digitized by Google

saillie, entourée par une dépression annulaire (fig. 32). D'après M. Gilbert, le premier cas est réalisé quand la composante verticale l'emporte dans l'action qui détermine le creusement de la cavité par un galet; si au contraire le mouvement giratoire est prépondérant, la force centrifuge pousse le galet contre les parois et lui fait creuser une rainure circulaire.

Il existe, dans certaines vallées torrentielles de l'Inde, des marmites de géants qui ont été creusées dans une roche basaltique compacte. M. Feistmantel (1) en a observé qui avaient, l'une $0^m,96$ de diamètre sur $1^m,20$ de profondeur, l'autre $0^m,68$ sur $0^m,66$ et il ne met pas en doute qu'elles ne doivent leur origine au mouvement tourbillonnant de l'eau, aidé par les galets, le sable et les graviers tenus en suspension à l'époque des crues. Telle est aussi l'explication admise par M. Desor (2) pour les marmites de géants de la Suisse, où le tourbillonnement aurait été déterminé par le passage des eaux torrentielles au milieu des amas de blocs glaciaires.

Cône de déjection. — Le canal d'écoulement d'un torrent vient, en général, déboucher dans une vallée d'une largeur suffisante pour que la vitesse de l'eau s'y amortisse immédiatement. Dès lors cette eau perd la faculté d'entraîner des matériaux de quelque volume et tous ceux qu'elle transportait se déposent à la sortie de la gorge, sous la forme d'un amas conique, auquel on donne le nom de *cône de déjection*. Les deux premières parties du torrent, bassin de réception et canal d'écoulement, étaient des régions d'affouillement et de destruction; la troisième est une région de dépôt et, par conséquent, de construction.

A mesure que le cône se constitue et chemine en avant vers le thalweg de la vallée principale, le torrent est obligé d'allonger son cours en s'épanchant à la surface du cône; il finit donc par couler, pendant une certaine étendue, au sommet d'une sorte de digue, à l'issue de laquelle il descend vers la vallée par une série de rigoles, variables de position et de forme, entamant la pente extérieure de l'amas de matériaux.

Les cônes de déjection offrent en général, notamment dans les vallées du Rhône et de l'Adige, une grande régularité. Leur pente est comprise entre 2 et 12 degrés; mais elle atteint très rarement cette dernière limite et les grands torrents des Alpes ne dépassent pas 8°. 4° est déjà une pente forte pour un torrent de quelque puissance et M. Surell cite des cônes des Hautes-Alpes qui n'ont que 70^m de hauteur pour 3000^m de base, ce qui donne une inclinaison de 2°48′. Tantôt le torrent coule à leur surface dans une sorte de sillon peu profond; tantôt son lit s'y trouve encaissé comme entre deux hautes digues latérales.

Structure d'un cône de déjection. — L'arrangement des blocs dans le cône de déjection est irrégulier, en raison des changements qui ne cessent de se produire dans le régime du torrent. Il y a bien, comme dans l'appareil littoral maritime, une sorte de stratification des matériaux en ordre inverse de leur gros-

(1) *Neues Jahrbuch*, 1877, p. 509.
(2) *Revue géologique suisse*, VII, p. 48.

Digitized by Google

seur; car les plus gros débris, cessant d'être transportables dès la sortie de la gorge d'écoulement, se déposent les premiers, à la cime du cône, en formant des amas de blocs dont la pente moyenne est de 5 à 8 %. Plus bas se trouvent les galets, que l'eau, débordant sur le cône, a eu la force d'entraîner jusque-là, sous une inclinaison de 5 à 2,5 %. Enfin cette zone est suivie par celle des graviers, au delà de laquelle les boues seules peuvent s'étaler à la base du cône.

Mais tandis que, dans l'appareil littoral, le retour incessant de la lame opère une véritable préparation mécanique qui ne laisse, dans chaque zone, que des éléments à peu près identiques, l'inverse a lieu dans les torrents. A une crue rapide, qui a transporté des blocs et les a déposés dans l'ordre qui vient d'être indiqué, succède un régime plus tranquille, où l'eau ne roule plus que des graviers et des boues, qu'elle intercale au milieu des blocs récemment abandonnés par elle. D'ailleurs l'édifice du cône manque essentiellement de stabilité. Le torrent y change fréquemment de place, détruisant une partie de ses digues de blocs, dont les matériaux, roulant sur les flancs du talus, viennent se mélanger avec les éléments plus fins. De là, dans les cônes de déjection, un arrangement essentiellement confus, mais qui n'exclut pas des veines stratifiées de sable et de gravier, dont chacune est le produit d'un apport momentanément violent.

La plupart des blocs et des galets du cône sont roulés, à cause du frottement qu'ils ont subi dans le canal. Mais ce canal étant souvent très court et le transport des fragments détachés de ses parois pouvant s'accomplir en très peu de temps, bon nombre de blocs conservent leurs arêtes vives. De la sorte, dans un amas confus de cailloux, anguleux ou roulés, de graviers et de boues fines, rien n'indique avec certitude la nature torrentielle du dépôt, sinon la forme régulièrement conique de la surface, étalée sur une large base et l'absence des cailloux striés, caractéristiques des formations glaciaires. Cependant, comme un cône de déjection ne peut se produire qu'au débouché d'un torrent dans une vallée plus large, tandis qu'une moraine glaciaire se dépose dans toutes les positions possibles, il arrivera souvent qu'à défaut de signes plus manifestes la situation topographique d'un tel amas permettra d'écarter à coup sûr la supposition d'une origine torrentielle, lors même que les cailloux seraient arrondis et que les blocs striés feraient défaut.

Caractère temporaire des torrents. — Il importe de remarquer qu'un torrent n'est pas un appareil permanent et stable. C'est un instrument temporaire d'érosion et de dépôt, tendant, par le travail même qu'il exécute, vers un état d'équilibre relatif où son action destructive ne s'exercerait plus que dans des limites très restreintes. On peut, avec M. Surell, distinguer trois phases dans la formation des torrents.

La première est caractérisée par la *création de la courbe du lit*, qui, très raide dans le bassin de réception, se brise une première fois à l'entrée de la gorge et une seconde fois à la jonction du canal d'écoulement avec le cône de déjection.

Digitized by Google

Le canal s'approfondissant toujours tandis que le cône s'agrandit, les deux dernières parties tendent à faire entre elles un angle de plus en plus ouvert.

Dans la seconde phase, la pente du lit irrégulier que le torrent s'est creusé à la surface du cône va s'adoucissant, grâce au dépôt des matériaux transportés, jusqu'à ce qu'elle soit devenue assez faible pour que le cours d'eau ne puisse plus entraîner ses alluvions. A ce moment, la courbe du lit est continue et cette courbe est concave vers le ciel. La pente du canal d'écoulement étant, par exemple, comme dans le torrent de Sainte-Marthe, dans les Hautes-Alpes, de $0^m,080$ à $0^m,082$ par mètre, celle du lit du torrent sur le cône de déjection varie de $0^m,074$ à $0^m,069$.

Alors intervient la troisième phase, c'est-à-dire celle de la stabilité. Le torrent ne creuse plus son lit, dont le *profil vertical* est désormais fixé. Il peut débiter le produit des grandes pluies ou des fontes de neiges, sans dégrader notablement ses parois. Ces dernières se couvrent de végétation; l'herbe et quelquefois les forêts ont déjà pris possession du bassin de réception et cet état est destiné à se prolonger aussi longtemps que le régime des précipitations atmosphériques ne changera pas d'une manière notable.

Influence de l'homme sur le régime des torrents. — Telle était, au début, la situation de la plupart des torrents dans nos contrées, et spécialement dans les Hautes-Alpes, lorsque l'homme est venu détruire l'équilibre acquis. Par leur situation dominante sur les bords de larges vallées, ainsi que par la fertilité particulière des éléments détritiques qui les composent, les cônes de déjection étaient tout spécialement indiqués pour l'établissement des villages. L'eau courante et limpide n'y faisait jamais défaut; les premières pentes du canal fournissaient du bois en abondance et les bestiaux trouvaient leur pâture dans les prairies de l'ancien bassin de réception. En détruisant les forêts, en livrant les herbes à la dent des moutons et des chèvres, l'homme a rendu le sol de nouveau mobile et restitué au ruissellement toute sa puissance première. De là tant de ravages, qu'il faut aujourd'hui combattre, si l'on ne veut voir ces contrées devenir absolument désertes. De 1471 à 1776, les divers districts des Alpes méridionales ont perdu près des trois quarts de leurs cultures et la dépopulation y a suivi une progression analogue. En 30 ans, de 1836 à 1866, les deux départements des Hautes et des Basses-Alpes ont subi une perte de plus de 25 000 habitants. Actuellement, sur les 10 000 kilomètres carrés qui s'étendent entre le massif du Mont Thabor et les Alpes de Nice, on ne compte pas un seul groupe de population qui comprenne plus de deux mille âmes (1). Aussi a-t-on fini par comprendre la nécessité de porter remède à un tel état de choses et divers travaux ont été entrepris pour défendre le sol contre les eaux torrentielles, en attendant qu'on puisse espérer de reconquérir une partie du terrain perdu.

Or les ravages des torrents ont leur principe dans la facilité avec laquelle, sur

1) Reclus : *La Terre*, I, p. 410.

Digitized by Google

un sol dénudé, l'eau se concentre en veines puissantes et dans l'accroissement de masse que communiquent à l'eau courante les matériaux solides entraînés par son mouvement. Pour lutter contre les torrents, il faut donc, d'une part, empêcher la concentration de l'eau et, d'autre part, rendre la désagrégation du sol aussi difficile que possible. On obtient ce double résultat par le boisement ou le gazonnement des pentes exposées à l'action des grandes pluies ; tandis que les racines fixent le sol, les brins d'herbe divisent les eaux en une multitude de filets qui n'ont plus la puissance nécessaire pour transporter des matières solides et le produit des pluies, au lieu d'atteindre immédiatement le canal d'écoulement, s'y rend peu à peu, sous un volume moindre et avec une moindre vitesse.

Mais cette précaution, suffisante pour le bassin de réception, ne le serait pas pour le canal, où l'action de la pente s'ajoute à celle de la masse de l'eau. Il faut donc briser cette pente et diviser le lit d'un torrent en une série de biefs, dont chacun est limité par un déversoir empierré. En fixant par des clayonnages les parois ébouleuses du canal, jusqu'à ce que la végétation ait pu s'y établir; en ayant soin, en outre, que les eaux ne séjournent pas près des crêtes des talus, où elles augmenteraient par leurs infiltrations le danger des glissements en masse, on peut espérer de vaincre peu à peu le mal ou du moins d'en atténuer les effets, revenant ainsi, progressivement, à l'état d'équilibre naturel que l'imprévoyance des hommes avait détruit.

Torrents persistants. — Il y a des torrents dont le lit est presque toujours à sec, excepté en hiver et lors des grandes pluies d'orage. D'autres sont constamment parcourus par de l'eau courante, dont la quantité varie avec les saisons. De ce nombre sont ceux qui descendent des montagnes dont la cime est couverte de neiges persistantes. Bien que ces derniers soient susceptibles d'éprouver des crues violentes, leur action, comme instrument de dégradation et de transport, est généralement moins intense que celle des torrents intermittents. D'ordinaire ils se réunissent plusieurs ensemble pour former des rivières à cours rapide, qui méritent encore la qualification de torrents. Tel est le cours d'eau de la vallée du Lys, qui vient se joindre à la Pique en amont de Luchon, après s'être constitué par la réunion de plusieurs torrents à pente raide, coupés par des cascades, et descendant des divers points du beau cirque dont le glacier de Crabioules occupe le centre. Mais on peut aussi considérer ce cirque comme un bassin de réception, aujourd'hui fixé, où le ruissellement se localise dans un petit nombre de ravins. Les eaux de ces ravins viennent se réunir au pied du cirque en un seul flot pour former le torrent de la Lys, dont le régime actuel, grâce à la pente à laquelle il s'est réduit, est très voisin de la stabilité absolue ; stabilité qu'il perdrait bien vite, du reste, si les forêts qui garnissent son bassin éprouvaient le sort que tant d'autres ont déjà subi.

Deltas torrentiels. — Lorsqu'un cours d'eau torrentiel vient déboucher dans un lac, il doit donner naissance à un cône de déjection immergé. Mais comme

Digitized by Google

le dépôt des matériaux transportés, au lieu de se faire à l'air libre, tantôt sur un point, tantôt sur un autre, suivant les divagations du torrent, s'opère au sein d'un liquide généralement en repos; comme, de plus, des éboulements ultérieurs ne peuvent pas en déranger l'assiette, l'arrangement des matières est infiniment plus régulier que dans un cône de déjection ordinaire.

Au début de la formation d'un pareil dépôt, les galets et les graviers commencent par tapisser la pente du lac à l'endroit où vient déboucher le torrent, en la garnissant d'un amas de débris dont l'inclinaison vers l'extérieur est celle qui convient à l'éboulement de ces débris dans une eau tranquille. Bientôt, comme la force du courant se concentre suivant un chenal déterminé, le cône immergé forme en avant du talus de débris et dans la direction du chenal un promontoire conique, capable de garder une inclinaison beaucoup plus raide que celle des cônes à l'air libre, l'équilibre des cailloux étant mieux assuré dans l'eau. Ce promontoire s'accroît par couches successives appliquées les unes sur les autres suivant la même inclinaison, qui peut aller jusqu'à 35 degrés. Les couches alternatives sont surtout constituées par des sables et des graviers, dont la dimension varie suivant la vitesse du cours d'eau au moment où le dépôt s'effectue. Il y a donc des zones de sable fin, correspondant au débit d'étiage et des zones de gravier, correspondant aux périodes de grandes crues. Quant aux plus gros galets, il est à remarquer qu'à partir du moment où le cône immergé a commencé à se constituer avec sa pente normale, ils ne peuvent plus se déposer qu'à sa surface; car c'est là que le premier ralentissement de la vitesse a lieu et que le courant devient insuffisant pour remuer de gros matériaux. De cette manière, à mesure que le cône de déjection se prolonge et s'étale dans le lac, sa surface tend à se recouvrir de cailloux roulés qui, peu à peu, augmentent le domaine de la terre ferme par l'appui qu'ils fournissent aux alluvions latérales et ainsi se constituent des formations auxquelles M. Desor a justement appliqué le nom de *deltas torrentiels* (1).

Le trait caractéristique de ces deltas est *la superposition d'une couche horizontale de gros galets à un ensemble d'assises très inclinées de sable et de gravier* (fig. 33). Sur les rives de certains lacs, dont le niveau s'est abaissé dans le cours

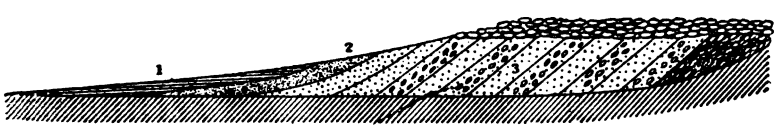

Fig. 33. — Coupe d'un delta torrentiel : 1. limons; 2. sables fins; 3. sables et graviers; 4. galets.

des âges, comme ceux de Genève, de Brienz et de Lugano, des formations de ce genre apparaissent aujourd'hui à l'air libre et peuvent être étudiées dans tous leurs détails. Ainsi, sur le lac de Lugano, à l'embouchure du Dundelsbach, la

(1) Lettre à M. Falsan, Nice, 1880. — *Neues Jahrbuch*, 1880, II, p. 337.

Digitized by Google

couche horizontale de galets a de 2 à 3 mètres de puissance et repose sur un système, épais de 13 mètres, d'assises alternatives de sable fin et de sable grossier, déposées sous une inclinaison de 35 degrés. Mais cette inclinaison va en diminuant à mesure qu'on approche de l'extrémité du dépôt, où les sables deviennent de plus en plus fins; au pied du cône, les assises de sable sont tout à fait horizontales et finissent par être recouvertes d'un limon vaseux. D'après Bravais et Martins, la pente des couches du delta torrentiel de l'Aar, dans le lac de Brienz, est de 30° près de la crête, de 20° à 200 mètres de distance horizontale, enfin de 0° à 1100 mètres. L'ancien delta de l'Arve, qui forme aujourd'hui le sol du quartier des Tranchées, à Genève, offre, d'après M. Colladon (1), une inclinaison de 32 à 35°. Les couches obliques viennent buter brusquement contre le couronnement horizontal de galets, épais de 2 ou 3 mètres et qu'on peut suivre sur une longueur de 600 mètres sans observer de changement dans sa disposition. Ce delta torrentiel atteste un abaissement de 29 ou 30 mètres, survenu depuis son dépôt dans le niveau du lac de Genève.

De pareils deltas peuvent se former sous la mer quand un torrent d'une puissance suffisante y débouche directement. Tel est le cas du Var, dont le débit par seconde est capable de varier de 28 mètres cubes à 4000 et qui verse à la mer des masses de gros galets que la vague est impuissante à disperser; seulement, si faible que soit l'agitation des flots, elle suffit à maintenir les sables en suspension et à empêcher le talus d'acquérir la même régularité que dans un lac; un delta torrentiel marin devra donc se distinguer à la fois par la grosseur des matériaux et par leur arrangement beaucoup plus confus.

§ 3

CONDITIONS GÉNÉRALES DU TRAVAIL DES COURS D'EAU

Principe de l'action mécanique des eaux courantes. — Que les eaux pluviales ruissellent directement, par mille petits filets, à la surface d'un sol aux pentes modérées ou qu'elles se concentrent, à la faveur de la pente, dans le lit des torrents, leur produit finit toujours par arriver dans les thalwegs, où il donne naissance à des *rivières*. Le régime des cours d'eau et, par suite, la puissance mécanique qu'ils sont capables de déployer, varie dans des limites très étendues, suivant la nature de leur bassin et les conditions de leur alimentation. On peut ainsi observer toutes les variétés possibles, depuis les *rivières torrentielles*, passant par transitions insensibles aux véritables torrents, jusqu'à ces *rivières tranquilles*, presque uniquement alimentées par les sources, c'est-à-dire par le résultat des infiltrations et qui, à ce titre, n'appartiennent pas au chapitre que nous développons en ce moment. Il convient donc, après avoir étudié les produits immédiats du ruissellement sous la forme essentiellement *temporaire*

(1) *Bulletin de la Société géologique de France*, 3e série, III, p. 661.

Digitized by Google

qu'ils commencent par affecter, de porter notre attention sur les rivières, dont le caractère est d'être, pour l'activité des précipitations atmosphériques, des instruments *permanents*, quoique sujets, dans leur intensité, à des oscillations parfois très étendues.

Quelle que soit d'ailleurs la catégorie à laquelle appartient un cours d'eau, le principe d'où dérive son action mécanique est toujours le même. Par cela seul qu'une certaine masse d'eau existe à une altitude sensible au-dessus du niveau de la mer, elle représente une provision d'*énergie potentielle*, pour parler le langage de la science, équivalente au travail que l'eau peut et doit développer en s'abaissant, sous l'action de la pesanteur, jusqu'au grand réservoir océanique. Cette énergie n'est d'ailleurs que la représentation du travail accompli par la chaleur solaire, lorsqu'elle a puisé cette masse d'eau dans les mers et l'a fait arriver sous la forme de vapeur, jusqu'au point où a eu lieu sa précipitation.

Or pourvu que cette eau puisse s'écouler, il faut que toute son énergie se dépense en travail effectif; ou bien la vitesse de l'eau augmentera sans cesse à mesure que sa descente s'effectuera, ou la vitesse ne changera pas sensiblement; *mais il* y aura production d'un travail mécanique extérieur.

On peut même dire que ces deux effets se produiront toujours ensemble, car une masse d'eau animée d'une grande vitesse ne peut manquer de dégrader les parois du canal par lequel elle s'écoule. Dans un seul cas le travail mécanique pourra faire défaut, c'est lorsque la masse sera amenée à se précipiter d'un jet le long d'une paroi inaccessible à l'érosion et dont le pied serait situé près d'un thalweg à pente réduite; car alors toute l'énergie potentielle aura été dépensée dans une chute verticale.

Si donc il est permis ici de s'appuyer sur ce principe, si souvent vérifié, que les agents de la dynamique externe du globe tendent sans cesse vers la conquête de l'état d'équilibre, on peut prévoir que tout cours d'eau devra chercher à diminuer sa pente en creusant son lit de proche en proche. L'origine du thalweg à faible pente remontera ainsi peu à peu vers l'amont, jusqu'à ce qu'elle arrive au cœur même du massif montagneux où le cours d'eau prend naissance. Là le produit des précipitations atmosphériques s'y déversera soit par une cascade, soit par un véritable torrent.

Phases diverses du travail d'un cours d'eau. Creusement; divagation. — Pas plus que les torrents, les rivières ne sont donc des appareils stables. Ce sont des instruments naturels en exercice, très inégalement avancés, d'ailleurs, dans l'œuvre qui leur incombe, en raison des résistances fort inégales qu'ils ont rencontrées, Or il importe de bien préciser les phases diverses du travail qu'ils ont à accomplir.

En premier lieu, de même qu'un torrent procède tout d'abord à la création de la courbe du canal d'écoulement, de même une rivière doit *creuser son lit*, avec une intensité qui dépend de sa masse et de sa pente, en accumulan vers l'aval les matériaux provenant de la dégradation de son cours supérieur. Mais

Digitized by Google

cela ne suffit pas: car, dans la plupart des cas, la longueur disponible entre l'origine d'une rivière et son embouchure n'est pas assez grande pour que le lit, réduit à la condition de gorge étroite et presque sans pente, offre cette résistance, égale à la force du courant, qui doit produire l'équilibre stable. C'est pourquoi la rivière, tout d'abord *torrentielle* en raison de l'analogie de son travail avec celui des torrents, doit changer ensuite son mode d'action. Elle commence par *élargir sa vallée*, c'est-à-dire qu'après avoir fixé son *profil en long*, elle fixe son *profil en travers*. Les eaux des grandes crues, ne pouvant plus creuser le canal d'écoulement, dépensent leur force vive contre ses parois, qu'elles font écrouler, surtout à la faveur des fissures existantes, des affouillements et aussi avec le secours des agents atmosphériques. Bien entendu, une partie notable de ce travail s'effectue déjà en même temps que le creusement du lit s'achève. Par ces écroulements successifs, qui atteignent leur plus grande intensité aux points où la rive présente sa concavité au cours d'eau, la vallée s'élargit peu à peu et, dans un lit désormais trop considérable pour être rempli à d'autres époques que celles des inondations, la rivière cherche à réaliser, par un allongement de son parcours horizontal, entrainant de perpétuels changements de lit, cette augmentation des résistances extérieures qui lui procurera la situation d'équilibre. Elle passe donc à l'état de *rivière divagante* et cet état, pendant lequel la rivière, déjà en possession d'un profil en travers, cherche à fixer son *plan*, est pleinement acquis le jour où la vallée est assez large pour que, même dans ses crues, le flot n'en fasse plus écrouler les parois.

Toutefois ce n'est pas seulement par des destructions que la rivière obtient cette conquête; elle-même accumule sur son lit de nouveaux obstacles, qui en multiplient les sinuosités et en augmentent par conséquent la résistance. Ce qu'elle détruit en un point, elle va le déposer dans d'autres, où sa vitesse s'amortit, opérant ainsi sur son propre passage un travail d'*alluvionnement* d'autant plus considérable que sa masse est plus forte. La formule de ce travail est très simple; *la rivière affouille les rives concaves et alluvionne sur les rives convexes*. Aussi, tandis que les premières, contre lesquelles le flot vient toujours se heurter, offrent des parois abruptes, constamment prêtes à s'ébouler, les secondes sont constituées par de longs promontoires, à pente très faible, jonchés des cailloux et des sables que les crues y ont jetés.

Ces matériaux ne sont pas fixes; sans cesse remaniés lors des divagations de la rivière, ils cheminent de proche en proche, s'usant et s'arrondissant de plus en plus jusqu'à ce que, dans les parties basses du cours, ils viennent former des bancs de sables, mobiles avec les changements du courant.

État de régime. — Lorsqu'une rivière primitivement divagante se borne à déplacer ses alluvions de proche en proche sans entamer sensiblement ses berges principales, on dit qu'elle est parvenue à l'état de *régime*. Mais ce régime n'est pas la stabilité absolue, c'est l'oscillation régulière autour d'un *état moyen* d'équilibre. En effet, rien n'est moins uniformément distribué que les précipitations

Digitized by Google

atmosphériques et puisque, dans l'hypothèse où nous nous sommes placés, c'est-à-dire dans celle de rivières directement alimentées par le produit des eaux pluviales, le ruissellement fait arriver rapidement aux thalwegs de grandes masses d'eau, transportant des matériaux solides, chaque série de grandes pluies doit être, pour la rivière, la cause d'un gonflement des eaux et d'un redoublement du travail d'alluvionnement. La rivière oscille donc entre deux états extrêmes : l'*étiage*, période essentiellement inactive, où le débit s'abaisse au point de s'annuler parfois, et les *crues*, d'autant plus importantes que le cours d'eau est plus riche en affluents torrentiels et que son bassin est mieux pourvu de terrains imperméables.

Lit majeur ; lit mineur. — Par suite, une rivière offre à la fois un *lit majeur*, qui n'est couvert qu'en temps de grandes crues et un *lit mineur*, dont la rivière se contente le plus habituellement.

De cette manière, de même que la période du creusement et celle de la divagation ont été essentiellement limitées, l'activité géologique d'une rivière parvenue à l'état de régime se concentre dans les crues, qui sont généralement courtes et se succèdent à d'assez longs intervalles. Ainsi l'œuvre dynamique d'une rivière est intermittente. De plus elle doit aller en s'affaiblissant peu à peu, car à mesure que les parties hautes perdent leur caractère primitivement torrentiel, la végétation s'en empare et atténue sensiblement les effets du ruissellement : dès lors les crues sont moins rapides, mettent plus de temps à s'écouler, s'élèvent à une moindre hauteur et disposent, par conséquent, d'une puissance mécanique moindre.

Division d'un cours d'eau en tronçons. — Remarquons maintenant qu'à moins de traverser des terrains toujours identiques, une rivière se trouve, aux différents points de son parcours, dans des conditions essentiellement variables quant aux résistances qu'elle rencontre. Son cours ne peut donc pas être homogène ; il se divise en tronçons dont chacun a son histoire et dont quelques-uns peuvent avoir conquis l'état de stabilité quand d'autres en sont encore à la période de divagation ou même à celle de creusement. C'est ainsi que bien des rivières sont formées d'une succession de parties tranquilles, séparées les unes des autres par des rapides ou des cascades, toujours situés à la rencontre de terrains plus difficiles à entamer que les autres.

De plus, un cours d'eau reçoit constamment des affluents dont le régime modifie celui du tronc principal ; cette modification peut avoir une grande portée, lorsque le bassin de la rivière est assez étendu pour que les circonstances atmosphériques n'y demeurent pas uniformes. Par exemple, tandis que le bassin de la Seine offre, en raison de ses faibles dimensions et de sa structure géologique très simple, une réelle homogénéité, il n'en est pas de même de celui de la Loire, dont la source subit l'influence du climat méditerranéen, tandis que ses affluents sont principalement soumis au régime atlantique. Aussi, alors que les affluents de la Seine entrent généralement en crue en même temps que le cours d'eau

Digitized by Google

principal, le Cher et la Vienne peuvent n'être pas sensiblement affectés par des phénomènes météorologiques qui ont mis en crue la Loire ou l'Allier.

Une rivière ne peut arriver à la stabilité que si cette situation a été conquise par chacun des tronçons homogènes qui la composent, comme aussi par chacun des rameaux qui aboutissent au tronc. Il faut que, pour chacun de ces éléments, comme s'exprime M. Dausse (1), *la résistance du lit, fonction de la pente, soit devenue égale à la force du courant*, en entendant par *courant* cet état moyen autour duquel toute rivière doit nécessairement osciller par suite de l'inégale répartition, dans le temps, des précipitations atmosphériques,

Inondations. — Cela posé, admettons le cas le plus favorable, celui où la stabilité autour de l'état moyen est acquise à tout un bassin. La rivière principale n'en demeure pas moins soumise à la nécessité des crues, car ces dernières sont causées par les grandes pluies, sur lesquelles l'homme n'a pas de prise et dont il peut seulement, dans une faible mesure, atténuer les effets immédiats en assurant la fixité des sols exposés au ruissellement. Dès lors il faut prendre garde d'entamer, avec les débordements d'une rivière, une lutte fatalement condamnée à l'insuccès. Si pour profiter d'une manière permanente de la fertilité que le limon déposé par les anciennes crues a donnée au sol du lit majeur, on veut enfermer le cours d'eau, à peu de distance de son lit mineur, entre des digues insubmersibles, les matériaux entraînés dans les crues ne pourront plus se déposer sur une large surface; il faudra donc que le dépôt ait lieu sur le lit mineur lui-même, qui devra s'élever progressivement. A mesure que se produira cet encombrement du lit, on sera contraint de surélever les digues, c'est-à-dire d'augmenter le danger des ruptures et l'intensité des désastres causés par chacune d'elles. C'est de cette façon que l'endiguement du Pô a conduit ce fleuve à couler, en certains points, à plusieurs mètres au-dessus de la plaine environnante. A Borgoforte, entre Mantoue et Modène, le Pô a élevé son lit, depuis le XIVe siècle, de plus de 5^m^,50 (2). Aussi les ruptures de digues, assez rares dans le siècle précédent, ont-elles fini par devenir aussi fréquentes que désastreuses.

On a proposé parfois, pour parer au danger des inondations, la création de grands réservoirs. Pour montrer l'inanité d'un tel remède, M. Poirée a calculé (3) que, pour empêcher l'inondation qui, en 1740, a submergé le vieux Paris, il aurait fallu pouvoir, en sept jours, emmagasiner 216 millions de mètres cubes. Or le réservoir des Settons, sur la Cure, qui couvre 400 hectares, peut contenir 22 millions de mètres cubes. Dix réservoirs semblables seraient donc nécessaires et, de plus, il faudrait qu'ils fussent entièrement vides au moment où une grande crue se produit, ce qui ne peut avoir lieu, une crue étant toujours précédée par des pluies abondantes.

(1) *Comptes rendus*, 13 avril 1857, 21 juin 1858, 13 juin 1864.
(2) Dausse : *Bulletin de la Société géologique*, 3e série, III, p. 137.
(3) Belgrand : *La Seine*.

Digitized by Google

Aussi la création des réservoirs ne doit-elle être envisagée qu'au point de vue de l'agriculture, soit pour se ménager une force motrice, soit pour emmagasiner des eaux d'irrigation. C'est dans ce but que Belgrand avait proposé d'établir des réservoirs dans les terrains granitiques du Morvan, où le peu de largeur des vallées, l'abondance des matériaux de construction et la faible valeur du terrain rendraient cette création particulièrement facile.

Contre les inondations, un seul parti est raisonnable : c'est celui qui consiste à n'élever de digues insubmersibles qu'autour des centres importants de population, et à se borner à protéger le lit majeur par des levées submersibles, assez hautes pour maintenir l'eau des *crues ordinaires*, mais laissant déborder celle des *crues exceptionnelles*. Ce débordement, s'accomplissant d'une manière tranquille, ne produira aucun des ravages auxquels donnent lieu les eaux qui se précipitent à travers les brèches ouvertes dans des digues et, s'il en résulte une perte momentanée des récoltes, cet inconvénient peut être rapidement compensé par l'augmentation de fertilité résultant du dépôt du limon. En outre, ce limon colmate le lit majeur en l'exhaussant et le rend ainsi de moins en moins accessible à l'invasion par les crues ordinaires. Toute autre tentative est vaine et mérite vraiment l'épithète de *babélique*, qui lui a été appliquée par M. Dausse.

Un tel reproche ne saurait du reste être adressé aux Égyptiens, qui, de temps immémorial, utilisent les crues du Nil au lieu de chercher à s'en préserver. Dans ce pays, le lit majeur du fleuve représente toute la partie cultivable de la contrée. Chaque année les eaux du Nil le recouvrent, s'élevant jusqu'à une hauteur de près de sept mètres et demi ; non seulement elles y déposent une certaine quantité de limon, mais, et c'est là le principal avantage, leur surélévation permet de les emmagasiner en partie dans des canaux artificiels ménagés à diverses hauteurs, d'où elles sont ensuite méthodiquement distribuées dans les rigoles d'irrigation.

Altérations de régime. — Il faut encore remarquer que la stabilité d'une rivière doit être nécessairement troublée, soit par une modification de climat, entraînant un accroissement des précipitations atmosphériques de son bassin, soit, mieux encore, par un changement survenu dans le niveau relatif de la terre ferme et de l'océan. Qu'un relèvement du sol se produise à l'embouchure d'un fleuve, il en résultera, en ce point, une chute qui augmentera beaucoup l'énergie potentielle des eaux courantes ; dans cette dernière partie de son cours, le fleuve pourra redevenir torrent et retrouver la force de creuser son lit. Ce creusement devra se poursuivre de proche en proche vers l'amont et ainsi, au moins jusqu'à une assez grande distance, toutes les parties du cours d'eau seront momentanément ramenées au régime torrentiel.

Élie de Beaumont (1) cite, d'après M. Dausse, une phrase du *Misopogon* de l'empereur Julien, de laquelle il résulterait que la Seine était autrefois beaucoup

(1) *Leçons de Géologie pratique*, II, p. 179.

Digitized by Google

moins variable qu'aujourd'hui : *raro fluvius minuitur ac crescit ; sed qualis æstate, talis esse solet hyeme. Aquam præbet jucundissimam volenti bibere...* Seulement, dans ce cas, le défrichement des anciennes forêts de la Gaule paraît suffire à l'explication du changement survenu, sans qu'il soit besoin de recourir à des mouvements du sol ni même à une modification des éléments extérieurs du climat de notre pays.

Pente et vitesse des cours d'eau. — Les principes généraux qui précèdent étant posés, il convient d'examiner dans quelle mesure s'exerce habituellement la puissance des cours d'eau permanents. Cette puissance dépend à la fois de la masse de l'eau et de la vitesse qu'elle peut acquérir. Or cette vitesse est déterminée surtout par la pente du bassin. Il y a donc lieu de rechercher quelles sont les valeurs usuelles de la *pente*, de la *vitesse* et du *débit*.

L'eau coule avec facilité sur une pente de $\frac{1}{10000}$, soit 20″2/3. C'est la pente de Seine près de Paris. Mais on observe des pentes beaucoup moindres, comme on peut s'en convaincre par le tableau suivant :

COURS D'EAU	PENTES	
	EN FRACTIONS	EN DEGRÉS
Le Pô près de son embouchure.	$\frac{5{\cdot}3}{100\,000}$	6″,4/5
Le Rhin.	$\frac{3{\cdot}9}{100\,000}$	8″
Le Mississipi, de l'Ohio à la mer.	$\frac{4{\cdot}74}{100\,000}$	9″,3/4
Le Rhône, d'Arles à la mer..	$\frac{5{\cdot}3}{100\,000}$	11″
La Seine, de Conflans à Rouen.	$\frac{8{\cdot}7}{100\,000}$	19″

Le Doubs, à Besançon, atteint une pente de $\frac{1}{1000}$, soit 3′26″. C'est la limite à partir de laquelle les rivières cessent d'être navigables. La Durance, qui est un type de rivière divagante, affecte une pente de $\frac{2}{1000}$ ou 7′19″. Au delà de ce chiffre, un cours d'eau mérite d'être appelé torrentiel.

La vitesse des rivières dépend à la fois de la pente et de la masse de l'eau. Cette vitesse varie suivant le point de la section du cours d'eau que l'on considère. Le filet le plus rapide est en général situé tout près de la surface, au point qui répond à la plus grande profondeur du lit. Ce qu'on appelle la *vitesse moyenne* est ordinairement égal aux quatre cinquièmes de la vitesse à la surface et au double de la vitesse sur le fond, où le frottement du lit retarde beaucoup le mouvement de l'eau. Dans les tournants, le filet le plus rapide se rapproche sensiblement de la rive concave.

Nous donnons à la page ci-contre quelques chiffres relatifs à la vitesse moyenne de divers cours d'eau.

Il est à remarquer que le chiffre de 1^{m},50 représente à peu près la vitesse d'un bon marcheur et que telle est aussi, très souvent, la vitesse des grands courants marins.

Digitized by Google

COURS D'EAU	VITESSE EN MÈTRES PAR SECONDE
La Seine à Paris, en temps ordinaire	0m,50
Le Rhône en temps ordinaire	0m,40 à 1m,50
— crues	4m,00 à 5m,00
Le Rhin à Strasbourg, en basses eaux	1m,50
— — eaux moyennes	2m,15
— — hautes eaux	2m,85
— — de Strasbourg à Cologne	1m,54
Le Nil	1m,54
Le Gange	1m,54
Le Mississipi	1m,25 à 1m,50

Il est très rare que la vitesse d'un cours d'eau soit triplée par l'effet d'une crue. D'après les règles de l'hydraulique, il faut, pour qu'un tel résultat se produise sans qu'il y ait de changement dans la pente, que la profondeur d'eau soit *décuplée*; or cela ne peut guère arriver que dans les torrents proprement dits.

Débit. — Le débit d'une rivière est la masse d'eau qui s'écoule, sur chaque section de son parcours, dans l'intervalle d'une seconde. Bien entendu, cette donnée n'a de sens que relativement à l'époque où la mesure en a été prise et, même pour un cours d'eau parvenu à l'état de régime, le débit peut varier, suivant les saisons, dans des proportions parfois considérables. Aussi doit-on distinguer toujours d'une part le *débit moyen*, d'autre part les chiffres extrêmes se rapportant à l'*étiage* et aux *crues*.

Parmi les débits moyens les plus élevés, on peut citer le Danube, avec une portée de plus de 9000 mètres cubes, le Saint-Laurent, qui dépasse 10 000 mètres cubes, et le Mississipi, qui envoie à la mer, près de son embouchure, 17 000 mètres cubes par seconde.

La Seine offre à Paris un débit moyen d'étiage de 75 mètres cubes par seconde, qui, dans certaines sécheresses exceptionnelles, s'est abaissé à 40. Le débit habituel des grandes crues à Paris est d'environ 1384 et n'a jamais atteint 2000 mètres cubes depuis 1802, quoique, en 1658, d'après Belgrand, il se soit élevé à 1400 mètres cubes. Quant à l'état moyen, il est d'à peu près 130 mètres cubes. Le rapport de 75 à 1384 est celui de 1 à 20. Celui de 75 à 2000 est $\frac{1}{26.7}$ et celui de 75 à 2400 est $\frac{1}{32}$. On peut donc dire que, pour la Seine, le débit d'étiage est compris entre $\frac{1}{20}$ et $\frac{1}{30}$ de celui des grandes crues.

Tout autre est la condition de la Loire qui, à Orléans, débite 25 mètres cubes à l'étiage, 132 mètres cubes à l'état moyen et 10 000 mètres cubes dans les crues. Ici le rapport est celui de 1 à 400. Aussi la Seine est-elle, relativement à la Loire, une rivière tranquille. La cause de cette différence réside dans le fait que la Seine ne reçoit d'affluents torrentiels que par le Morvan, tandis que la Loire est alimentée par de nombreux et importants torrents descendant de l'Auvergne, du Forez et autres massifs montagneux. De plus, tandis que, dans le bassin de la

Digitized by Google

Seine, les terrains perméables forment 75 % de la surface totale, l'inverse a lieu dans le bassin de la Loire où, dès lors, se trouvent réunies toutes les conditions favorables au ruissellement.

Si la Loire réalise un type de rivière variable, la Somme, au contraire, est, par excellence, un cours d'eau stable, car le rapport de l'étiage aux crues est celui de 1 à 4. Il est vrai que la Somme ne reçoit aucun affluent torrentiel et traverse un pays entièrement perméable, de telle sorte que le produit des pluies, au lieu d'arriver directement aux thalwegs, n'y parvient que par l'intermédiaire des sources, c'est-à-dire par voie d'infiltration. Aussi la Somme ne peut elle être un agent de transport efficace et ses crues demeurent limpides, sauf dans les cas tout à fait exceptionnels où une trombe, venant s'abattre à la surface des plateaux de la Picardie, fait descendre dans la vallée du limon ou de l'argile.

Rivières à régulateurs. — Il y a des cours d'eau qui, tout en traversant des pays imperméables et en recevant des affluents torrentiels, voient s'établir, entre le débit d'étiage et celui des crues, le même rapport de 1 à 4, que la Somme doit à la nature perméable de son bassin. Ce sont ceux dont le cours est interrompu par de grands lacs, dans la masse desquels viennent se perdre les irrégularités du débit de la rivière d'amont, de telle sorte qu'on a pu justement les qualifier de *régulateurs*.

Le Rhône qui, à son entrée dans le lac de Genève, est incontestablement une rivière torrentielle, sort du lac avec un rapport de 1 à 4 entre l'étiage et les crues; mais cet effet bienfaisant ne tarde pas à s'effacer à mesure que le Rhône, en poursuivant sa marche, reçoit des affluents à régime variable. A Lyon, sous l'influence de la Saône, on observe déjà le rapport de 1 à 21 et, près de l'embouchure, en raison de l'inégalité du tribut que verse la Durance, le débit des crues devient égal à 28 fois celui d'étiage.

De toutes les rivières à régulateurs, la mieux caractérisée est le Saint-Laurent, qui représente le déversoir des immenses lacs de l'Amérique du nord et dont le principal affluent de gauche, la rivière Ottawa, écoule aussi le produit de plusieurs lacs, pendant qu'à droite le fleuve reçoit encore le tribut du lac Champlain. Aussi le débit du Saint-Laurent peut-il être considéré comme à peu près invariable.

Puissance de transport des eaux courantes. — La puissance de transport des eaux courantes dépend de leur vitesse. L'expérience montre que, sur une pente légèrement inclinée et *montante*, l'eau met en mouvement les matériaux solides dans les conditions suivantes:

VITESSES AU FOND PAR SECONDE	MATÉRIAUX TRANSPORTÉS	DIMENSION MOYENNE DES ÉLÉMENTS
0m,15.	Limon grossier.	0m,0004
0m,20.	Sable fin.	0m,0007
0m,30.	Sable de rivière.	0m,0017
0m,70.	Petit gravier.	0m,0093

Digitized by Google

Une vitesse de 1m,20 déplace des cailloux de la grosseur d'un œuf, et des pierres plates sont mises en mouvement par une eau animée d'une vitesse de 1m,80.

Or la vitesse au fond étant la moitié de celle de la surface, on voit que les grandes rivières, dont la vitesse moyenne est de 1m,50, ne peuvent déplacer que du menu gravier.

La Seine, dont la vitesse est de 0m, 50, ne remue, en temps ordinaire, que du sable fin ; aussi toutes les excavations que l'on pratique dans son gravier de fond se comblent elles uniquement avec du sable. Nous avons dit que la vitesse moyenne d'un cours d'eau pouvait difficilement être triplée par l'effet des plus grandes crues. D'après cela, le maximum de vitesse dont la Seine soit susceptible est de 1m, 50, donnant 0m, 75 au fond. Ainsi, *dans les conditions actuelles*, même dans ses périodes de plus grande activité, la Seine peut tout au plus transporter le petit gravier par l'effet de sa vitesse propre.

Il est vrai que la mise en mouvement, par un cours d'eau, des matériaux du fond devient plus facile quand l'eau peut travailler par pression au lieu d'agir simplement par entraînement direct. Dans ce cas, en s'accumulant en arrière des obstacles, l'eau courante finit quelquefois par acquérir assez de puissance pour les vaincre et en opérer, sur une certaine distance, le transport en masse. C'est ainsi qu'à Paris, en faisant monter l'eau derrière les vannes des égouts et en la laissant ensuite s'échapper avec une vitesse qui ne dépasse pas 2 ou 3 mètres par seconde, on réussit quelquefois à faire cheminer des blocs de meulière de 1 décimètre cube. Il arrive aussi que de gros blocs, posés sur des graviers plus fins, se déplacent lorsque l'eau courante est parvenue à ébranler leur support. C'est de cette façon qu'à Gien, dans les crues de la Loire, par une hauteur d'eau de 7m, 25, des blocs de 15 kilogrammes ont pu être déplacés. Enfin les tourbillonnements verticaux qui se produisent sous l'influence des changements de forme du lit donnent lieu à des affouillements d'où peuvent résulter des transports momentanés de gros matériaux. Néanmoins ces effets sont toujours très limités et, dans la plupart des grandes rivières actuelles, le transport d'éléments de dimensions supérieures à celles du petit gravier est un fait exceptionnel. Lors donc que, soit au fond du lit mineur, soit sur le lit majeur, on rencontre des nappes de gros cailloux, on doit en rapporter la formation à une époque antérieure, où la rivière avait, momentanément peut-être, une pente suffisante pour imprimer au courant une vitesse torrentielle. Or ce fait s'observe dans toutes les vallées, notamment dans celle de la Seine, où le fond du lit mineur est formé par un gravier à gros éléments. Ce dépôt doit donc être considéré comme l'effet d'un régime différent de celui qui prévaut aujourd'hui ; sans doute il est l'œuvre de la période pendant laquelle la Seine creusait encore son lit, sous la double influence d'une pente plus forte et d'une plus grande abondance dans les précipitations atmosphériques.

Digitized by Google

§ 4

TRAVAIL DE CREUSEMENT DES COURS D'EAU.

Rivières torrentielles. — L'œuvre que les cours d'eau accomplissent à la surface du globe est considérable et mérite d'être étudiée jusque dans ses détails. C'est ce que nous allons tenter de faire, en portant successivement notre attention sur les diverses catégories de travaux que peuvent exécuter les rivières, suivant que leur régime se rapproche plus ou moins de celui des torrents.

Nous étudierons d'abord les rivières *torrentielles*, c'est-à-dire celles qui creusent encore leur lit; cette catégorie est constituée par les cours d'eau à l'alimentation desquels les torrents proprement dits prennent une grande part et dont le cours a une pente supérieure à 2 ou 2,5 pour 1000 (soit une inclinaison de 7 à 8 minutes de degré).

Pour donner une idée de la puissance de transport des cours d'eau torrentiels, nous dirons qu'on évalue à 62 000 mètres cubes la quantité de débris annuellement entraînés par la Linth dans le lac de Wallenstadt depuis 1860. D'après les mesures effectuées par M. Heim, la Reuss a déposé à son embouchure, de 1851 à 1878, un cône d'alluvions de 3 947 050 mètres cubes, soit un apport de 150 000 mètres cubes par an (1).

C'est sur le versant occidental des Montagnes Rocheuses et spécialement dans le Colorado, qu'il convient d'aller chercher le type des rivières torrentielles, surtout si l'on restitue par la pensée aux cours d'eau de ce pays l'ampleur qu'ils possédaient à l'époque, peu éloignée de la nôtre, où d'abondantes précipitations atmosphériques assuraient leur alimentation.

Gorges, Cañons.—C'est alors qu'ont été creusées, sous la seule action des eaux torrentielles, ces gorges profondes, aujourd'hui célèbres sous le nom de *cañons*, et dont plusieurs ont des parois presque verticales, s'élevant à des hauteurs de 1000 et même de 1800 mètres. Aujourd'hui encore, avec une pente comprise entre 9 et 37 dix-millièmes, le Colorado forme, dans ses crues, une nappe de 15 à 30 mètres d'épaisseur, capable, par conséquent, d'effets mécaniques très considérables (2).

Le bras septentrional de la rivière de la Vierge, dans la même région, traverse, en un point, une formation de grès massifs où il a découpé un cañon de 600 mètres de profondeur, dont les parois verticales, parfois même surplombantes, ne sont pas séparées l'une de l'autre, au fond de la gorge, par plus de 6 à 7 mètres de distance. Aussi est-il rare que, du lit de la rivière, on puisse apercevoir le ciel, et cette structure se prolonge sur plusieurs kilomètres.

Ce qui rend possible la formation de ces gorges, dans les terrains composés de roches dures, c'est l'état plus ou moins fissuré de leur masse. Il n'est aucune roche, à la surface du globe, qui ne soit découpée par divers systèmes de crevasses; chacune de ces fentes est une ligne de moindre résistance dont profitent

(1) Heim *in* Ernest Favre, *Revue géologique suisse*, IX, p. 30.
(2) Gilbert in *Wheeler's Report*, 1875, p. 71

Digitized by Google

les eaux torrentielles et ainsi, par suite de la même loi qui oblige les torrents à diminuer peu à peu, par érosion, la pente de leur canal d'écoulement, les rivières torrentielles abaissent leur lit, non par creusement direct d'une rigole dans la masse des roches dures, mais par l'affouillement et l'écroulement progressifs des quartiers fissurés qui affleurent dans les thalwegs.

L'influence que l'état de fendillement plus ou moins avancé du terrain exerce sur la formation des gorges profondes se constate aisément sur le plateau central de la France, au voisinage du massif du Cantal. Sur les plateaux composés de nappes basaltiques, comme celui de Mauriac, ou de granites et de micaschistes désagrégés, comme ceux qui forment la jonction de la Corrèze et du Puy-de-Dôme, les ravinements gardent, malgré la pente, des proportions restreintes; mais à peine les thalwegs ont-ils atteint le massif de gneiss, si remarquable par le grand nombre des plans de joint qui le parcourent, que les vallées se transforment subitement en gorges escarpées, au fond desquelles la rivière torrentielle, que ce soit la Dordogne ou la Corrèze, coule à 300, parfois à 500 mètres au-dessous du plateau dont elle rassemble les eaux.

Il en est de même dans la traversée des schistes ardoisiers qui affleurent entre Brive et Limoges et où la profondeur des gorges contraste avec le profil adouci que prennent les vallées lorsqu'elles arrivent au terrain de grès et d'argiles rouges. Mais il est peu de roches où la régularité des fentes et des plans de division soit plus grande que dans les calcaires compacts, et comme d'ailleurs ces derniers ne sont pas susceptibles de donner naissance à des talus d'éboulement offrant quelque résistance; comme de plus, en raison de leur perméabilité, ils sollicitent, en quelque sorte, les eaux d'infiltration à descendre, on peut dire qu'ils sont prédestinés à la formation des gorges à parois verticales comme les cañons américains. Les vallées du Jura, celle de la Meuse aux environs de Dinant, celle de la Vézère et les profonds ravinements qui entament le plateau des *Causses* en offrent d'excellents exemples.

Comme preuve de la rapidité avec laquelle peut s'accomplir le travail vertical de creusement des cours d'eau, on a coutume de citer le torrent du Simeto en Sicile. Barré en 1603 par une coulée de lave, lors d'une éruption de l'Etna, le Simeto a réussi, en moins de trois siècles, à s'ouvrir dans la coulée, en profitant de ses fissures, une gorge dont la profondeur varie de 20 à 35 mètres, et la largeur de 12 à 18 mètres.

Influence du relief sur le creusement. — Une autre circonstance contribue efficacement à la formation des gorges profondes; c'est l'altitude et la forme des massifs à travers lesquelles elles sont entaillées. En effet, l'on sait que l'énergie potentielle de l'eau courante est en raison de la verticale de chute dont elle dispose avant d'arriver au grand réservoir de l'océan. Si donc, comme dans la région des Montagnes Rocheuses, les terrains prédisposés par leur nature à un facile affouillement forment des plateaux, dominant de 1000 ou 2000 mètres les plaines environnantes, le creusement des gorges s'opérera jusqu'à une

Digitized by Google

grande profondeur. Telle est la raison pour laquelle les vallées du plateau central de la France sont si fortement creusées dans les schistes cristallins ; c'est pour le même motif que, dans le massif crayeux, très fissuré, qui forme le sous-sol de la Normandie, les vallées sont des coupures dont le fond atteint presque le niveau de la mer et qui contrastent, par la raideur de leurs versants, avec les douces ondulations de la surface du plateau. L'eau, sollicitée par une grande hauteur de chute, s'est appliquée à réduire de plus en plus la partie torrentielle de son cours et partout où elle n'a pas été arrêtée par un seuil trop compact pour se laisser entamer, le cours inférieur à pente réduite a gagné peu à peu en remontant vers l'intérieur du massif central, quelle que fût l'élévation de ce dernier. Mais, nous le répétons, ce n'est pas le travail de *la goutte d'eau creusant la pierre ;* c'est celui d'une chute torrentielle *débitant*, à la faveur de sa puissance vive, des roches que la gelée, la chaleur et aussi les agents internes avaient préparées à cette action en y faisant naître de nombreuses lignes de rupture.

Ajoutons que les rivières qui circulent aujourd'hui au fond de ces *cañons* du Colorado, où l'œuvre de l'érosion s'est accomplie dans des proportions si gigantesques, ne sont qu'une image très affaiblie des courants par lesquels ces gorges étaient remplies à l'époque quaternaire. En voyant que, de nos jours, ces rivières ont encore la force d'approfondir leur canal, on est trop facilement tenté de croire que le travail a marché de tout temps dans les mêmes proportions et qu'une longue suite de siècles a dû suffire pour amener les *cañons* à leur profondeur actuelle. Mais là comme ailleurs, les preuves abondent d'un changement radical survenu dans le climat de la contrée, et quand on réfléchit à ce que devait être la puissance des eaux courantes à l'époque où, grâce à l'excès des précipitations atmosphériques, le grand Lac Salé remplissait toute la plaine dont il n'occupe plus que le fond, on n'a pas de peine à comprendre que l'œuvre principale du creusement ait pu s'effectuer dans des conditions de rapidité beaucoup plus grandes.

Rivières à pente discontinue. — Si faciles à entamer que puissent être les roches d'un plateau, il arrive souvent qu'au milieu de strates de faible consistance, il s'en trouve qui résistent efficacement à l'action des eaux courantes ; de là des barrages, tantôt permanents, tantôt momentanés, en arrière desquels se concentre le travail mécanique de l'érosion et que la rivière franchit par des déversoirs, en attendant qu'elle puisse les entamer. Tel est encore aujourd'hui le cas du Colorado ; sa pente est brisée non par des cascades, mais par une succession de rapides, dont chacun marque la traversée d'un affleurement de roches plus résistantes. On peut dire que, dans ce cours d'eau, il y a constamment alternative entre la condition de torrent et celle de rivière. Aussi le Colorado exerce-t-il sur son lit la même action que les torrents sur leur canal d'écoulement ; il en modifie sans cesse le profil vertical par un creusement que facilite beaucoup la masse des matériaux solides qu'il charrie. Ce creusement, qui paraît avoir commencé dès la fin de l'époque tertiaire, est arrêté définitivement dans quelques parties du cours, où entre deux rapides la pente s'est assez adoucie pour exclure désormais toute

Digitized by Google

action torrentielle. Mais le travail d'érosion continue toujours dans le Grand Cañon et dans le Cañon de Marbre, défilés où la rivière n'a pas encore eu le temps de mener son œuvre à bonne fin et dont chacun est destiné, sans doute, à se transformer avec le temps en une gorge relativement paisible, communiquant avec les parties d'amont par une cascade.

Cascades. — La cascade qui réunit deux étages successifs d'un même cours d'eau peut être stable, si l'eau se déverse par-dessus un massif d'une grande dureté, dont la base soit inattaquable au ravinement et à l'affouillement. Mais si, le sommet du déversoir étant formé par une roche dure, cette dernière est supportée par des assises plus tendres, ces couches meubles cèdent peu à peu sous l'effort des eaux qui, du pied de la cascade, viennent rebondir contre leur surface; elles se dégradent ainsi, le déversoir continuant à les recouvrir en surplomb, jusqu'à ce que la saillie devienne trop prononcée et entraîne un éboulement, d'où résulte le recul de la cascade. C'est le cas de la célèbre chute du Niagara.

La cataracte du Niagara offre le plus bel exemple qu'on connaisse du creusement d'un couloir par un fleuve entre deux lacs. On sait que, sorti du lac Érié, le Niagara coule à pleins bords, dans un large lit, jusqu'à ce que, après avoir contourné une grande île, il se heurte à l'île de la Chèvre (*Goat Island*), des deux côtés de laquelle il se précipite, formant une chute d'environ 50 mètres de hauteur. Après cela, pendant 11 kilomètres, jusqu'à Queenstown, il coule dans un lit étroit et profondément encaissé, véritable cañon aux parois de 60 à 75 mètres de hauteur, brèche ouverte dans un escarpement au pied duquel s'étend la plaine du lac Ontario. Il n'est pas douteux que la cataracte n'ait été originairement placée à la limite de cet escarpement, c'est-à-dire à Queenstown, et que la rivière, peut être même le lac Érié, n'aient occupé un espace considérable autour de l'emplacement de la chute actuelle, car l'île de la Chèvre et les bords du fleuve sont couverts par des alluvions modernes, épaisses de 7 mètres et contenant toutes les coquilles qui vivent aujourd'hui dans le Niagara. Ainsi d'une part, le fleuve a creusé progressivement son canal et, de l'autre, ce creusement s'est accompli pendant la période où nous sommes encore.

Pour en bien apprécier les circonstances, il faut tenir compte à la fois de la puissance du fleuve et de la nature du terrain sur lequel il opère. L'ensemble des deux chutes, américaine et canadienne, que sépare l'île de la Chèvre, débite environ 1000 à 1100 mètres cubes par seconde. Cette eau, qui se précipite en une nappe dont on évalue l'épaisseur à 8 ou 9 mètres, bien que la rapidité du courant, en amont de la chute, rende toute mesure exacte impossible, constitue l'agent d'érosion; mais, si puissant qu'il soit au point de vue hydraulique, cet agent aurait peine à entamer le déversoir calcaire sur lequel il déborde, sans la constitution particulière de la falaise en ce point. En effet (fig. 34), le seuil du déversoir étant formé par le calcaire dur du Niagara, dont les strates plongent vers l'amont, ce calcaire lui-même repose sur 25 mètres de marnes, supportées par des grès tendres appartenant aux groupes dits de Clinton et de

Digitized by Google

Medina. Or le pied de la cascade est dans ces grès et même, d'après la puissance de la chute, on peut penser que la formation de grès est attaquée bien au-dessous du niveau de l'eau et en contre-bas du lac Ontario. Les marnes et les grès qui supportent le calcaire étant ainsi soumis au choc constant de l'eau qui rejaillit

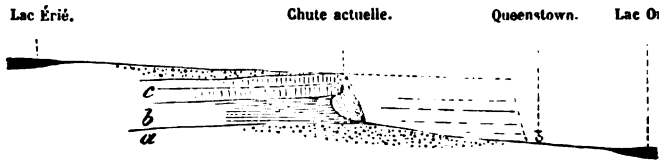

Fig. 34. — Coupe de la chute du Niagara. *a*, grès tendres de Medina et de Clinton; *b*, marnes du Niagara; *c*, calcaire.

sur leur surface et la nappe d'eau supérieure pressant comme un levier sur son déversoir calcaire, ce dernier s'écroule par portions et ainsi la chute recule, modifiant le paysage au point qu'à quinze ans de distance on y peut constater des changements très sensibles (1).

Depuis 1842 jusqu'en 1863, la chute canadienne avait reculé d'au moins 3m,70. Quelques auteurs admettent un chiffre plus élevé, correspondant à un recul de 0m,30 par an. On a même basé sur ce résultat un calcul établissant que le creusement de la gorge avait dû employer 35 000 ans. Mais il est tout à fait illusoire d'appliquer à une aussi longue période un taux de recul dont la valeur présente est loin d'être fixe et dépend de mille circonstances locales. On peut même prétendre que la rapidité actuelle de l'érosion doit être regardée comme un minimum relativement à la période antérieure; car, en vertu du plongement général des couches, la masse calcaire augmente d'épaisseur à mesure que la chute rétrograde. Donc, au début, la hauteur des parties faciles à affouiller étant plus considérable, il semble que le travail devait marcher plus vite, sans parler des changements que le régime de la rivière a pu subir dans l'intervalle. Aussi nous paraît-il sage de se borner à enregistrer ce résultat, que le travail de la chute est assez actif pour que, en quelques années, la disposition de la cataracte canadienne ait changé d'une façon notable, tandis que la chute américaine allait sans cesse en diminuant de volume. Le nom de *fer-à-cheval* n'est déjà plus applicable à la première, tandis qu'en 1850 il était encore suffisamment justifié. Ajoutons que l'activité industrielle des Américains, en détournant, pour en faire une force motrice, une partie de l'eau du Niagara, est en voie d'en réduire sensiblement la puissance géologique.

§ 5

TRAVAIL D'ALLUVIONNEMENT DES COURS D'EAU

Principe de l'alluvionnement. — Les rivières qui creusent encore leur lit doivent transporter en aval et accumuler quelque part les matériaux provenant

(1) Marcou, *Bulletin de la Société géol. de France*, 2e série, XXII, p. 290.

Digitized by Google

de ce travail ; à moins donc qu'elles ne débouchent directement, sans avoir encore adouci leur pente, dans la mer ou dans un lac, où elles donneraient naissance à des deltas torrentiels, il y a une partie inférieure de leur cours où s'opère le dépôt des éléments transportés. De même, une rivière divagante ne peut changer de lit qu'à la condition de dégrader ses berges et d'en reporter les matériaux à quelque distance dans le sens du courant. Enfin il n'est pas de cours d'eau, si tranquille et si stable que soit son régime, qui, lors des grandes pluies de la saison froide, ne charrie au moins une certaine quantité de sable ou de limon.

C'est pourquoi, après avoir étudié le travail de dégradation auquel les rivières se livrent dans la partie torrentielle de leur cours, il importe de définir le travail *d'alluvionnement* qui s'accomplit, soit dans le cours inférieur des rivières demeurées torrentielles, soit dans la totalité du cours des rivières divagantes, soit enfin pendant les grandes crues des cours d'eau tranquilles.

Nous avons déjà indiqué la formule générale de ce travail en disant qu'une rivière dègrade ses rives concaves et alluvionne sur les rives convexes; en effet la concavité des rives marque l'effort principal de l'eau courante, venant se réfléchir contre un obstacle qu'elle tend à détruire, tandis qu'à l'opposé se produisent des remous favorables au dépôt des matériaux. Les berges concaves doivent donc prendre, sous l'influence des éboulements qui s'y produisent, un profil escarpé, tandis que les rives convexes doivent s'allonger sous la forme de presqu'îles doucement inclinées, laissant voir, dans les basses eaux, une accumulation de cailloux ou de graviers, suivant la force habituelle du courant. Mais ces presqu'îles ne sont pas stables, les déplacements de la rivière l'amenant quelquefois à s'y ouvrir un nouveau canal. De cette façon, les matériaux qui les composent cheminent peu à peu, s'usant les uns les autres, arrondissant leurs angles et tandis que les plus petits forment des graviers et des sables, les plus gros deviennent des *cailloux roulés*. Ces cailloux, dans les rivières ordinaires, n'ont pas la forme habituelle des galets marins, résultat d'une perpétuelle *mise en suspension* dans l'eau fortement agitée; ils ont seulement leurs angles émoussés et gardent, en général, l'ensemble de la figure qu'ils avaient au moment où ils ont été détachés de la roche. Ainsi les cailloux calcaires sont le plus souvent plats et lenticulaires, parce qu'ils proviennent de couches stratifiées, se débitant suivant des surfaces planes, pendant que les silex n'affectent aucune forme particulière et se recouvrent, au bout de quelque temps, d'une patine jaunâtre caractéristique. Quant aux morceaux de granite et de basalte, ils ont une tendance marquée à s'arrondir. Mais lorsque les cailloux roulés proviennent d'une partie torrentielle de la rivière, il n'y a pas de raison pour qu'ils diffèrent sensiblement des galets qu'on observe sur les côtes.

Alluvions des crues. — Le travail normal des rivières sur leur lit comporte donc un remaniement et un déplacement à peu près continuels des alluvions dont le cours supérieur a fourni les éléments. Mais là ne se borne pas l'œuvre de l'alluvionnement, dont l'efficacité principale se manifeste au moment des crues.

Digitized by Google

Lorsque le cours d'eau, gonflé par des eaux pluviales, que l'imperméabilité du sol a fait arriver rapidement jusqu'aux thalwegs, se répand sur son lit majeur, sa puissance est assez grande pour que, non content de déplacer de proche en proche ses anciennes alluvions, il charrie violemment, au sein même de sa masse débordée, des cailloux et des graviers. Seulement il ne garde pas longtemps cette faculté de transport direct et bien vite, par l'effet même de l'extension transversale que prend la nappe d'eau, sa vitesse diminue au point de n'y plus permettre la présence de cailloux en suspension. Ainsi se forment les alluvions des crues, dont la disposition obéit à certaines lois générales.

Lorsqu'une rivière déborde, c'est au moment où les grandes eaux s'étalent par-dessus les rives du lit mineur que leur vitesse s'amortit le plus brusquement; c'est donc dans le voisinage de ces rives que les matériaux les plus grossiers doivent se déposer et leur dépôt a lieu en couches inclinées, à cause de la vitesse du courant; les sables sont entraînés plus loin et les limons, que leur consistance floconneuse retient longtemps en suspension, ne se précipitent que quand la nappe d'eau est devenue stagnante, ce qui a toujours lieu à une certaine distance du lit normal.

Surélévation des rives. — De cette manière, les alluvions de gravier et de sable forment, sur les deux rives du lit mineur, une sorte de bourrelet, généralement plus élevé que le reste du lit majeur. Si la vallée est très large, cette surélévation persiste et son fond tend ainsi à devenir convexe; c'est ce qui arrive à la vallée du Nil. De même, n amont de la Nouvelle-Orléans, la rive naturelle du fleuve est plus élevée de $3^m,55$ qu'un point du lit majeur situé, à 2100 mètres de distance, sur une perpendiculaire à la rive. Mais si la vallée n'a qu'une faible dimension transversale et que ses versants soient en majorité imperméables, les matériaux entraînés par ruissellement le long de ces versants recouvrent le lit majeur, où ils viennent se fondre avec le produit des crues. de telle sorte que le profil général de la vallée demeure nettement concave (fig. 35). Enfin, quand un cours d'eau est alimenté surtout par un bassin per-

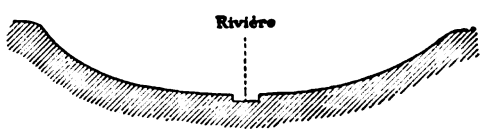

Fig. 35. — Profil d'une vallée à versants imperméables (d'après Belgrand).

méable, la faible quantité de matériaux meubles qu'il charrie se déposant tout contre le lit mineur et le ruissellement ne se produisant pas sur les versants, la convexité du fond peut être très marquée (fig. 36). Le cours d'eau en arrive à couler *sur le point le plus haut* du profil transversal et, entre son lit et le pied des coteaux qui le limitent, s'étendent, à droite et à gauche, des plaines marécageuses, que longent de *fausses rivières* latérales, destinées à aller rejoindre un

Digitized by Google

peu plus loin le cours d'eau principal. La vallée d'Ource, à Riel-les-Eaux, en

Fig. 36. — Profils de vallées à versants perméables (d'après Belgrand).

Bourgogne, offre un exemple très net de cette structure, signalée par Belgrand (1), à qui la figure 37 est empruntée.

Fig. 37. — Profil de la vallée de l'Ource (d'après Belgrand).

Indépendamment de la disposition ci-dessus expliquée, en vertu de laquelle les matériaux des alluvions sont d'autant plus fins, en général, qu'ils se déposent plus loin du lit mineur, il se produit aussi une stratification verticale parmi les éléments de chaque crue particulière. Au début, quand l'inondation commence, la vitesse des eaux est grande et elles charrient, même jusqu'aux limites du lit majeur, de menus graviers. Quand la crue atteint son apogée, les limons et les sables fins se précipitent ; enfin, en rentrant dans son lit, la rivière abandonne, à la surface des alluvions, tous les débris végétaux, herbes, joncs et roseaux, que la violence primitive du courant avait détachés des rives. Si donc il arrive que ces débris soient, au moins en partie, préservés d'une décomposition à l'air libre, il en résultera une couche charbonneuse formant la partie supérieure de l'alluvion. Ainsi les trois périodes principales d'une même crue pourront parfois se reconnaître à cette triple succession, sous une faible épaisseur, de veines arénacées, limoneuses et charbonneuses.

Succession des dépôts anciens. — Mais la succession qu'on observe lorsqu'on vient à entamer les anciennes alluvions d'une rivière est, en général, d'une autre nature. A la base, on trouve une nappe, plus ou moins épaisse, de gros gravier ou *gravier de fond*, qui représente le travail de la rivière pendant une période de creusement. Par-dessus vient un système formé de *sables* assez fins, mais pourvus d'un grain très net, avec de nombreuses veines de cailloux ; c'est l'œuvre du cours d'eau quand sa pente d'amont était déjà bien réduite. Ces sables sont recouverts par un *sable gras* ou terreux, déposé par les crues d'une rivière voisine de l'état de régime. Enfin le tout est couronné par le *limon de débordement*, de couleur ocreuse caractéristique, véritable terre végétale et en même temps terre à brique.

Limon. — Le limon n'est jamais zoné, ce qui prouve que son dépôt a eu lieu

(1) *La Seine, Études hydrologiques*, Paris, 1872.

Digitized by Google

plutôt par précipitation que par sédimentation, dans une eau dépourvue de toute vitesse, au milieu de laquelle il était suspendu comme en flocons. Ses éléments résultent de la trituration de toutes les matières arrachées au bassin de la rivière et dont la transformation en limon peut s'accomplir, selon M. Duponchel (1), après un parcours qui n'excède pas 30 à 40 kilomètres. Les particules limoneuses ne sont pas orientées, mais adhèrent fortement les unes aux autres, surtout sous l'action d'une certaine pression. Aussi une berge verticale formée de limon se désagrège-t-elle très peu, tandis que sa surface horizontale n'offre aucune résistance à l'action du courant de crue qui vient s'y déverser. Au contraire, les sables quartzeux sont formés de particules ayant des formes définies et qui, pour cette cause, s'orientent et s'enchevêtrent les unes dans les autres en présentant, dans le sens du courant, une résistance sensiblement horizontale; mais comme l'adhérence de ces particules est nulle, la moindre action latérale les affouille et les fait ébouler (2).

La masse de limon que dépose une seule crue est généralement peu considérable. On évalue à $0^m,126$ la quantité dont le dépôt du limon élève, en un siècle, le sol de la vallée du Nil. La moyenne annuelle serait donc seulement d'un peu plus d'un millimètre. La Loire, dans ses crues, renferme habituellement une proportion de limon capable de former une couche de $\frac{1}{10}$ de millimètre. La composition des limons est d'ailleurs variable; mais, dans la plupart, il y a prédominance de silicate d'alumine, avec une certaine proportion de menus fragments quartzeux, ayant de $\frac{1}{20}$ à $\frac{1}{50}$ de millimètre et de l'oxyde de fer, qui donne la coloration brune.

Jonction de deux cours d'eau. — Lorsque deux cours d'eau viennent à se réunir, le lit commun qui reçoit leurs eaux mélangées n'a jamais une largeur égale à la somme de celles des deux lits affluents. Mais la section du tronc commun est plus profonde et la vitesse de l'eau plus grande, en sorte que la puissance du courant total est augmentée. C'est pourquoi il ne se forme pas d'alluvions en aval du confluent, malgré les remous auquel peut donner lieu le choc de filets d'eau animés de vitesses qui n'ont ni la même intensité, ni la même direction. C'est à la pointe même du confluent que l'alluvionnement se produit, parce que les remous y ont lieu dans une eau superficielle et sous la protection d'une langue de terre. Aussi cette pointe tend-elle sans cesse à s'agrandir, du moins toutes les fois que la rencontre des deux cours d'eau a lieu dans une plaine alluviale et avec des conditions de pente qui permettent le dépôt des matériaux transportés. L'augmentation de la péninsule doit nécessairement se faire aux dépens de la moins importante des deux rivières et ainsi cette dernière est de plus en plus déviée et allongée dans un sens parallèle à celui du cours d'eau principal. Tel est le cas de l'Ill et de beaucoup d'affluents du Rhin dans la grande plaine d'alluvions comprise entre Bâle et Mayence. La plupart

(1) *Traité d'hydraulique et de géologie agricoles*, Paris, 1868.
(2) Duponchel : *loc. cit.*

Digitized by Google

courent, sur un espace plus ou moins long, parallèlement au Rhin, bien qu'ils n'en soient séparés que par une plaine basse, tandis que, dans les traversées montagneuses d'amont et d'aval, les affluents débouchent dans le fleuve sous un angle droit ou du moins très ouvert (1).

Influence de la rotation terrestre. — On a cru constater que, dans notre hémisphère, les rivières coulant du sud au nord avaient une tendance marquée à se porter du côté de leur rive droite. Tel serait le cas des rivières sibériennes et celui de plusieurs des cours d'eau qui descendent des Pyrénées. Ce fait a été attribué à la rotation terrestre. Une molécule d'eau qui se dirige du sud au nord rencontre, dans sa descente, des régions où la vitesse de rotation est de moins en moins prononcée ; elle doit donc conserver un excès de vitesse dans le sens où s'accomplit le mouvement diurne de la terre, c'est-à-dire de l'ouest à l'est et ce serait cet excès qui entraînerait, de préférence, la dégradation des berges orientales.

Cependant, quand on soumet cette hypothèse au calcul, on trouve des chiffres assez insignifiants. Ainsi M. Duponchel (2) évalue la déviation vers l'est à $\frac{1}{20000}$ du déplacement longitudinal et M. J. D. Dana (3) trouve que si l'on compare les actions érosives exercées sur ses deux berges par un courant de 300 mètres de largeur et de 3 mètres de profondeur, la première sera à la seconde dans le rapport de 461 à 460. La différence est si faible qu'on se demande si elle peut réellement arriver à produire un effet sensible; d'ailleurs, du moins pour ce qui concerne nos climats, la prédominance marquée des vents pluvieux de l'ouest doit suffire pour placer dans des conditions particulières les versants qui leur font directement face et les rendre plus accessibles au ravinement.

Formation des lacs de barrages et des plaines alluviales. — La disposition de certaines rivières en bassins étagés, par suite du défaut d'homogénéité des roches à travers lesquelles le creusement a dû s'effectuer, entraîne diverses conséquences géologiques intéressantes, qu'il est opportun de faire ressortir ici.

D'après ce que nous venons de voir, toutes les fois qu'un massif de roches dures se présente en travers du lit d'un cours d'eau, ce massif commence par agir à la manière d'un barrage et l'eau doit s'accumuler en arrière, jusqu'à ce qu'elle réussisse à vaincre l'obstacle. Ainsi se forme un lac, dont les eaux se déversent par-dessus le barrage, si elles ne parviennent pas à l'entamer, ou le traversent suivant une gorge étroite, appelée *couloir*, si la roche est accessible à l'érosion.

Un très bon type de ce mode de formation paraît être la vallée de la Durance. Cette vallée, comme l'a remarqué M. Surell (4), « s'élargit et se resserre succes-

(1) Reclus : *La Terre*, I, p. 442.
(2) *Hydraulique et Géologie agricoles*, p. 108.
(3) *Manual of Geology*, 3e édit., p. 650.
(4) *Études sur les torrents des Hautes-Alpes*, p. 3.

Digitized by Google

sivement, de façon à former comme un chapelet de bassins successifs, séparés par des étranglements. Ces bassins sont allongés dans le sens de la rivière. » Il est probable qu'à une époque reculée chacun de ces cirques elliptiques était occupé par un lac et qu'alors la rivière était remplacée par une succession de bassins étagés, communiquant les uns avec les autres par des cataractes et des rapides, situés à la rencontre des massifs de roches dures. Peu à peu ces dernières se sont creusées et la pente de la rivière est devenue continue. C'est alors que de torrentielle qu'elle était elle a passé à l'état de rivière simplement divagante.

Lorsqu'une rivière qui a dû traverser un lac de barrage en sort par un couloir, l'*émissaire* du lac, limpide puisqu'il vient d'une nappe d'eau sans vitesse et ayant, par conséquent, déposé tout ce qu'elle tenait en suspension, est généralement torrentiel à cause de la pente du couloir. Par suite, il doit peu à peu creuser son lit, d'où résulte un abaissement progressif du niveau de la nappe lacustre(1). C'est parce que le Rhône, à sa sortie du lac de Genève, s'échappe par un couloir de ce genre, aujourd'hui profond de 40 mètres au bois de la Bâtie, que le niveau du lac a subi, à diverses reprises, des changements dont témoignent les anciennes terrasses étagées sur ses rives. A ne considérer que ceux qui se sont accomplis depuis l'époque romaine, on peut constater que l'ensemble a produit un abaissement d'environ deux mètres. Cette descente de la surface du lac ne peut pas être continue; elle doit en général s'effectuer par saccades et seulement à mesure des progrès du creusement dans le couloir.

Au contraire, à l'entrée du cours d'eau dans le lac, la rivière ne peut manquer de déposer des alluvions; car c'est là que sa vitesse s'amortit tout d'un coup. Il se constitue donc, en cet endroit, une plaine d'alluvions qui doit gagner peu à peu sur le lac, surtout quand le niveau de ce dernier s'abaisse et dont la pente est celle même du cours d'eau, c'est-à-dire très peu sensible à l'œil. Cette plaine se forme par le fait seul de l'existence du lac et quelles que soient les conditions dans lesquelles se trouve l'émissaire, pourvu toutefois que son cours ne soit pas entravé. Comme d'ailleurs aucun autre mécanisme naturel ne paraît propre à rendre compte d'une telle disposition, il est permis de poser en principe, avec M. Dausse (2), que toute *plaine alluviale* résulte d'un barrage, solide ou liquide, qui la terminait lors de sa formation.

Changements de niveau des lacs de barrages. — Mais les circonstances sont nécessairement différentes lorsque le cours d'eau, immédiatement au sortir du lac, chemine sur une plaine qu'il ne peut entamer et surtout lorsqu'en ce point il vient à reçevoir un affluent torrentiel. En effet, les alluvions de ce dernier, en s'accumulant au confluent sous la forme d'un cône de déjection, font de plus en plus obstacle au déversement du lac, dont le niveau est contraint de s'élever en reculant vers l'amont et, de cette manière, des vallées primitive-

(1) Dausse in *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 140.
(2) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIII, p. 449.

Digitized by Google

ment très saines peuvent devenir de plus en plus marécageuses et infectes. Tel est précisément le cas qui s'est présenté en Suisse, pour les lacs de Walen, de Thoune et de Brienz.

Le remède à ce mal a été trouvé, dès le treizième siècle, ainsi que l'a rappelé M. Dausse, par les moines Augustins d'Interlaken. Par cela seul que l'affluent dont les apports obstruent la sortie du lac est torrentiel, cela veut dire qu'il a une pente rapide. On peut donc, sans entraver son écoulement, sacrifier une partie de cette pente en jetant l'affluent, par un canal artificiel, dans le lac même, c'est-à-dire en amont du confluent naturel. De cette façon, non seulement on débarrasse l'émissaire de l'obstacle apporté à son cours par les alluvions, et par conséquent on assainit la région marécageuse où se faisait la jonction des deux rivières; mais la réunion de leurs eaux donne souvent à l'émissaire une force qui le met en état de creuser son canal, de telle sorte qu'il en résulte un abaissement dans le niveau du lac et un asséchement des rives que l'eau tendait jusqu'alors à envahir de plus en plus.

C'est ainsi qu'en dérivant la Lütschinen dans le lac de Brienz, on a pu assainir la plaine située entre ce lac et celui de Thoune. En 1714, les échevins de Thoune firent la même chose pour la Kander, dont les alluvions obstruaient le lit de l'Aar à sa sortie du lac. Un tunnel fut creusé, qui permit de faire déboucher la rivière dans le lac de Thoune, à près de trois kilomètres en amont du déversoir. La ville, auparavant malsaine et goîtreuse, fut assainie par ce travail, qui produisit en outre un résultat géologique intéressant. La dérivation de la Kander, obtenue à l'aide d'un passage souterrain, étant beaucoup plus courte que l'ancien lit de la rivière, sa pente devait être sensiblement plus forte; le cours d'eau artificiel, tombant en cascade d'une trentaine de mètres au milieu d'un terrain sans consistance, formé de sable, de gravier, de terre et d'un grossier poudingue, se mit immédiatement à creuser son canal et à en faire ébouler les parois. Son affluent, la Simmen, dut participer à ce travail et les deux rivières réunies firent naître, dans l'ancienne plaine où se faisait leur jonction, une excavation profonde de 20 mètres et plus, dont la largeur varie de 50 à 300 mètres. M. Dausse (1) n'évalue pas à moins de 40 ou 50 millions de mètres cubes le volume des matériaux ainsi versés dans le lac en dix ou vingt ans.

Ce rapide encombrement, qui, au début, amena l'inondation de la ville de Thoune, frappa tellement les esprits que Haller témoigna la crainte de voir le lac obstrué et relevé un jour au point d'être réuni au lac de Brienz. C'était supposer que l'œuvre de la Kander allait se poursuivre avec la même activité; mais l'immense énergie déployée au début tenait à ce que l'équilibre avait été brusquement rompu entre la force du courant et la résistance du fond et un nouvel état de stabilité ne devait pas tarder à se produire (2). Exemple bien frappant de la rapidité avec laquelle s'accomplit le travail des agents naturels d'érosion et de

(1) *Études relatives aux inondations*, Paris, Imprimerie nationale, 1872.
(2) Dausse : *loc. cit.*

Digitized by Google

transport, quand ils trouvent réunies toutes les conditions propres à donner à l'eau courante une grande puissance vive.

Escher de la Linth, en jetant dans le lac de Walen la rivière dont le nom lui a été donné en souvenir de ce bienfait et en resserrant le lit de l'émissaire du lac, a assaini cette vallée, les eaux ayant acquis assez de puissance pour approfondir le couloir de 4 mètres à travers la barre de cailloux qui l'obstruait auparavant. Enfin, tout récemment, on a entrepris de débarrasser la contrée du Seeland des eaux stagnantes dont elle souffrait en jetant l'Aar dans le lac de Bienne. Ce travail a déjà eu pour résultat de faire baisser de deux mètres le niveau des lacs de Morat, de Neuchâtel et de Bienne. Plusieurs anciennes stations lacustres se sont trouvées ainsi émergées. A St-Blaise, un banc de tourbe a été mis à découvert sur une grande étendue, en même temps que les traces d'une forêt de pins sylvestres, et sur les berges de la Tine, on a pu voir affleurer une plage de sable et de gravier, qui contenait, avec des briques et des tuiles romaines, des monnaies d'Auguste, de Tibère, de Claude et d'Adrien (1).

Or ce que l'homme est capable de faire par un simple travail de dérivation, mille causes naturelles ont pu l'accomplir dans le passé; le régime des lacs a donc varié bien des fois; mais en général, les époques de changement de niveau ont été séparées par des intervalles d'équilibre, pendant lesquels les cailloux amenés sur les rives s'y étalaient en plages sous l'action des vagues; ce sont ces plages qui, aujourd'hui, forment les *terrasses* lacustres qu'on observe à différents niveaux sur les bords des lacs et où l'on doit voir les témoins, non de leur creusement, mais de l'abaissement progressif de leur surface.

§ 6

TRAVAIL DES FLEUVES A LEUR EMBOUCHURE

A. *ESTUAIRES ET BARRES.*

Après avoir étudié le travail géologique accompli par les rivières dans les différentes parties de leur cours, il convient de s'occuper de ce qui se passe aux points où elles viennent verser leurs eaux dans le grand réservoir de la mer.

Il est cependant quelques cours d'eau pour lesquels cette recherche serait superflue; ce sont ceux qui, avant d'avoir pu atteindre l'océan, se perdent au milieu de grandes plaines, soit à cause de la pente insuffisante du sol, soit par suite d'une évaporation trop active, conséquence d'un climat tropical. Ce dernier cas est celui de plusieurs des rivières de la République Argentine, qui, après avoir porté bateaux, vont se perdre au milieu des Pampas par des lagunes dont les contours varient avec les saisons.

(1) Ernest Favre: *Revue géolog. suisse*, VIII, p. 73.

Digitized by Google

Estuaires. — Laissant de côté ces cas exceptionnels, peu intéressants au point de vue de la géologie, bornons-nous à considérer ceux des fleuves qui arrivent jusqu'à la mer. Chacun d'eux y débouche par une échancrure de la côte, dont la position peut avoir été déterminée, dans l'origine, par les conditions générales de la pente du bassin, mais dont la forme, la largeur et la profondeur résultent du travail même de l'eau courante. Cette échancrure porte le nom d'*estuaire*. Elle représente l'œuvre accomplie par le cours d'eau, non dans l'état de régime auquel il est aujourd'hui parvenu, mais pendant les périodes actives de creusement. A moins donc que le fleuve n'ait encore conservé un régime torrentiel, l'espace occupé par l'estuaire est beaucoup plus considérable que ne le réclament les besoins de la masse d'eau actuellement débitée. Il correspond au maximum de portée dont le cours d'eau ait jamais été susceptible et dans cet espace, autrefois occupé par des eaux torrentielles assez puissantes pour refouler la vague marine, comme c'est encore aujourd'hui le cas pour le fleuve des Amazones, c'est la mer qui vient maintenant s'étaler en mêlant ses eaux à celles du fleuve dont elle remonte périodiquement le cours à l'heure de la marée.

L'estuaire d'un fleuve qui ne creuse plus son lit est donc une région d'équilibre où la vitesse de l'eau courante s'amortit, tant par sa rencontre avec la mer que par la nécessité où se trouve l'eau du fleuve de s'étaler sur une large surface. Par suite, les matières solides que cette eau tenait en suspension doivent s'y déposer; mais ce dépôt a lieu dans des conditions très différentes, suivant le régime de la mer où débouche le fleuve et suivant la puissance intrinsèque du cours d'eau.

Matières en suspension dans les fleuves. — Avant d'aborder l'étude des différents cas qui peuvent se présenter, disons quelques mots de la quantité de matières solides tenues en suspension par l'eau des fleuves dans la partie inférieure de leur cours.

En premier lieu, la vitesse moyenne des grands fleuves, dans le voisinage de leur embouchure, dépasse rarement $1^m,50$; en admettant que cette vitesse puisse doubler en temps de crue, l'eau pourra tenir en suspension, avec la vase, des sables et des graviers très fins, mais pas de gros matériaux.

Si trouble que puisse paraître l'eau d'un fleuve à son embouchure, sa densité demeure encore très inférieure à celle de l'eau de mer et les navires s'y enfoncent d'une manière marquée. En fait, on estime que l'eau de la rivière la plus trouble diffère moins, sous le rapport de la densité, de l'eau pure que l'eau à 15° ne diffère de celle dont la température est de 10° (1). Des expériences suivies, faites à Lyon par Fournet, ont montré qu'en temps ordinaire l'eau du Rhône contient entre $\frac{1}{10\,000}$ et $\frac{1}{100\,000}$ de matières terreuses en suspension. En 1844, le maximum a atteint $\frac{2}{100\,000}$. Le Danube en contient $\frac{1}{2\,400}$ dans ses crues ordinaires et $\frac{1}{33\,000}$ en basses eaux. Les limons du Mississipi forment, d'après Riddel,

(1) Élie de Beaumont: *Leçons de Géologie pratique*, II, p. 60.

Digitized by Google

$\frac{1}{1700}$ et, d'après Humphreys et Abbot, $\frac{1}{1600}$ du poids total de l'eau. Le Gange dépasse tous ces chiffres et, dans ses grandes crues, il renferme jusqu'à $\frac{1}{488}$ de matières terreuses, ce qui s'explique si l'on songe que c'est dans son bassin que le phénomène du ruissellement s'exerce avec le plus d'énergie. On a calculé que, en moyenne, le Gange charrie chaque année à la mer environ 60 fois le volume des Pyramides d'Égypte et que le Mississipi pourrait former annuellement, par les troubles de son embouchure, une accumulation de 28 mètres de hauteur sur un kilomètre carré.

On a cherché quelquefois à édifier, sur des données de ce genre, des calculs ayant pour but de déterminer la quantité que doit perdre chaque année le sol d'une contrée pour fournir les éléments solides transportés par les rivières qui l'arrosent. C'est ainsi qu'on trouvera, dans plusieurs ouvrages de géologie, l'indication du nombre de millions d'années qui devrait suffire pour la disparition totale d'un continent, à raison de tant de millimètres ou de fractions de millimètres par an. Nous ne nous arrêterons pas ici à ces spéculations, dont le tort grave est d'étendre à une suite d'années presque indéfinie des données qui s'appliquent tout juste à l'époque où nous sommes. D'ailleurs, loin de s'accomplir sur toute la surface d'un bassin, l'œuvre de l'érosion se concentre dans des régions très limitées, et puisqu'il est avéré qu'elle tend partout vers l'état d'équilibre, on peut admettre qu'après avoir affouillé avec une certaine énergie les parties les plus voisines de leur lit, les rivières doivent devenir peu à peu des agents d'érosion de moins en moins efficaces, à moins qu'un changement ne survienne dans les conditions de leurs pentes. C'est ce qui rend, à nos yeux, tout à fait illusoires les calculs dont nous venons de faire mention.

Cela posé, revenons au travail de l'embouchure des rivières et passons en revue les diverses combinaisons qui peuvent se réaliser.

Barres et dépôts d'estuaires. — Si la mer est sujette à des marées d'une grande amplitude et que le littoral y soit balayé par des courants, les troubles apportés par les crues ne peuvent se déposer dans l'estuaire, d'où la marée les délogerait aussitôt. Cependant ces matériaux ne sauraient rester indéfiniment en suspension dans l'eau. Ils le peuvent d'autant moins que, comme nous l'avons vu précédemment, les troubles se précipitent quinze fois plus vite dans l'eau salée que dans l'eau douce, de telle sorte que leur seule arrivée dans le domaine maritime doit tendre à déterminer leur chute. Il se fait donc, à la jonction du fleuve et des eaux marines, un dépôt de matériaux sur le fond, au point où l'équilibre s'établit entre la force du courant et celle de la mer. Par cela même ce dépôt est essentiellement mobile et, suivant l'heure ou la force de la marée, il s'avance plus ou moins en dehors de l'estuaire, formant une sorte de rempart sous-marin qui se tient à peu de distance de la surface. Un tel dépôt porte le nom de *barre* et constitue, par sa mobilité, un sérieux obstacle à l'entrée des grands fleuves.

Les barres qui obstruent l'entrée des passes du Mississipi arrivent quelquefois à 4 mètres, exceptionnellement même à $3^m,66$ au-dessous du niveau de la mer,

Digitized by Google

alors que la profondeur normale est de 30 mètres. On s'explique cette ascension si l'on remarque, avec MM. Humphreys et Abbot, que les eaux du fleuve surnagent, par suite de leur moindre densité, sur les eaux salées du golfe du Mexique; elles forment donc comme une sorte de coin ou d'angle mort où le dépôt des troubles doit se faire immédiatement, tant par le contact de l'eau marine que par la suppression du courant.

Il est évident que le volume de la barre ne peut pas s'accroître au delà d'une certaine limite. Tout ce qui reste en excès doit, ou être entraîné au large par les courants marins, ou se déposer en arrière en donnant naissance à des *dépôts d'estuaire*, généralement composés de sables et de menus graviers. La structure de ces dépôts est assez particulière, en raison de la lutte qui s'établit entre le courant fluvial et la vague marine. Chaque paquet de sable qui se précipite prend la forme d'un coin arrondi, relevant sa courbe vers la mer si c'est la force du fleuve qui l'emporte et vers ce dernier si l'action de la vague est prépondérante. Comme, en raison des crues et de l'état de la mer, il peut y avoir de fréquentes alternatives entre ces deux conditions, beaucoup de dépôts d'estuaire offriront une succession de parties relevées vers l'amont et d'autres relevées vers l'aval. M. Dana désigne cette structure par les mots *flow and plunge*. La courbure des surfaces qui limitent les couches successives du dépôt suffit à le faire distinguer de ceux qui s'accomplissent dans une eau courante normale.

En amont de la barre, les dépôts qui se produisent au fond de l'estuaire peuvent être sableux ou vaseux suivant l'état du fleuve et leurs couches restent horizontales. Ils sont généralement caractérisés par les coquilles qu'on y trouve mélangées, les estuaires étant habités par une faune spéciale, dite *faune d'eau saumâtre*, faite pour s'accommoder d'un degré de salure très variable.

Types d'estuaires. Vallées sous-marines. — Les plus beaux estuaires du monde sont le Saint-Laurent, l'embouchure du fleuve des Amazones et celle du Rio de la Plata. Cette dernière a 250 kilomètres à l'entrée et sa nappe d'eau occupe plus de 40 000 kilomètres carrés. Sur des proportions moindres, la Gironde est un bon type d'estuaire, avec son canal, large en quelques points de 12 kilomètres, profond d'une trentaine de mètres à marée basse et remonté par la haute mer jusqu'à 50 kilomètres de l'entrée. La Tamise en aval de Londres, la Seine au Havre, sont encore des estuaires bien caractérisés. Il n'est pas jusqu'aux rivières de la côte de Picardie, pourtant si peu considérables et si tranquilles dans leur régime, qui ne débouchent à la mer par de véritables estuaires, preuve évidente de l'influence qu'exerce en pareil cas la puissance de la marée. Ainsi, à l'embouchure de la Somme, une amplitude de marée de $6^m,90$ produit, avec un cours d'eau presque insignifiant, un effet presque comparable à celui que développent, en face de la Seine, une marée de 5 mètres et, en face de la Gironde, une amplitude de $3^m,70$ (1).

(1) Duponchel : *Hydraulique et Géologie agricoles.*

Digitized by Google

Un certain nombre d'estuaires sont caractérisés par la pente de leur fond, qui continue exactement, jusqu'à une certaine distance en mer, la ligne de thalweg du fleuve. De la sorte, si l'on trace les courbes de niveau du rivage au-dessous de la ligne de basse mer, on les voit, au débouché de l'estuaire, se recourber brusquement vers l'amont, attestant l'existence d'une véritable vallée sous-marine. Or il n'est pas possible que cette vallée ait été creusée par le fleuve actuel, dont toute la puissance d'érosion devait se perdre dès son arrivée dans la mer. Ce ne peut être davantage l'œuvre des vagues, qui, loin de creuser des sillons dans les rivages, en nivellent au contraire tous les accidents, substituant des contours rectilignes aux anciennes échancrures des côtes. Il faut donc reconnaître que ces vallées sous-marines, prolongement exact du fleuve, ont dû être creusées à l'air libre à une époque où le niveau de l'embouchure était plus élevé qu'aujourd'hui. Elles offrent la preuve d'un récent affaissement de la côte et c'est à cette circonstance que plusieurs estuaires doivent de n'avoir pas été comblés, leur fond ne présentant pas de plates-formes sur lesquelles les dépôts marins puissent trouver une assiette suffisante.

B. *DELTAS.*

Mode de formation d'un delta. Comblement de l'estuaire. — Lorsque le jeu des marées est peu considérable et que la mer où débouche un fleuve n'est pas sillonnée par des courants longeant la côte, les matières tenues en suspension dans l'eau peuvent se déposer dans l'estuaire sans y être trop souvent ni trop énergiquement remaniées. L'estuaire est donc destiné à se combler peu à peu et les sédiments apportés par les crues, gagnant de proche en proche sur le domaine maritime, y constituent un dépôt auquel sa forme généralement triangulaire a fait donner le nom de *delta*.

Ce qui facilite singulièrement le comblement de l'estuaire, c'est la présence du cordon littoral, qui ne fait jamais défaut dans les conditions ci-dessus énoncées. En effet, une embouchure large et peu profonde, dans une mer à marées peu sensibles, représente l'équivalent d'une plage basse et, si le cours d'eau n'est pas assez violent pour chasser, sur toute l'étendue de son embouchure, les matériaux qui tendraient à s'y accumuler, une levée de sable et de limon, parfois même une ligne de dunes, ne peut manquer de s'y établir, sous la protection des deux pointes extrêmes de l'estuaire. Donc, pour tout fleuve parvenu à l'état de régime, l'estuaire est destiné à se fermer, du côté de la mer, par un cordon littoral, ne laissant en son milieu que le passage nécessaire à la portée actuelle du fleuve. Dès lors, toute la région demeurée en arrière de ce cordon, soustraite aux incursions de l'océan, doit se colmater peu à peu par les dépôts des crues du fleuve ; elle forme comme un lac sans profondeur, dans lequel la vitesse de l'eau courante s'amortit de suite et le comblement de ce lac s'opère de proche en proche, à partir de la pointe d'amont de l'estuaire, par des

Digitized by Google

empiètements progressifs sur sa surface. L'ancien débouché du fleuve proprement dit s'obstrue par des dépôts de sable et de limon, au milieu desquels l'eau se fraye un chemin, variable avec l'intensité du courant. Ainsi le sommet de l'estuaire devient un *centre de diramation* à partir duquel le fleuve envoie des bras qui s'allongent de plus en plus et dont chacun, en temps de crue, verse ses troubles à droite et à gauche, remplissant l'ancienne embouchure de couches alternatives et enchevêtrées de gravier, de sable et de vase.

Divagations du fleuve. — Les divagations du cours d'eau au milieu de ses alluvions se comprennent sans peine. En effet, nous avons vu que c'est surtout sur ses bords qu'un courant doit déposer les matériaux solides qu'il charrie et qu'ainsi les deux rives d'un fleuve qui alluvionne forment, en quelque sorte, deux digues latérales dominant la contrée voisine. Mais ces digues n'ont aucune consistance et, en temps de crue, le choc d'un tronc d'arbre ou de tout autre débris transporté suffit pour y ouvrir une brèche. C'est alors que le courant se précipite de côté, s'ouvrant un nouveau lit, destiné lui aussi à s'exhausser et à détruire ses rives. De là résulte l'irrégularité de juxtaposition et de superposition des dépôts du delta; car ils sont formés par une eau divagante, dont le cours change à tout instant ainsi que le sens et la valeur de sa vitesse. Telle est aussi la cause de la facilité avec laquelle se sont modifiées, dans la période historique, ces diverses bouches entre lesquelles les fleuves se partageaient dans leurs deltas.

De plus, le comblement de l'estuaire doit commencer à s'opérer juste au moment où le fleuve, parvenu à l'état de régime, ne change plus ni le profil, ni le plan de son lit. Jusque-là, son allure était torrentielle et, à son débouché dans l'estuaire, encore en voie de creusement, il devait déposer sur le fond des cailloux roulés, peut-être même de gros blocs. Plus tard il a recouvert cette première nappe avec des graviers grossiers; enfin, dans la dernière période, celle du comblement proprement dit, il ne dépose plus que des matériaux fins, menus graviers, sables et vase. Par conséquent, un estuaire comblé pourra offrir une succession de débris dont la dimension, dans l'ensemble, ira sans cesse en s'atténuant de bas en haut, depuis les galets du fond jusqu'aux limons de la surface. Les matériaux de même nature, produits d'une même crue ou plutôt d'une même rupture de la digue latérale d'alluvions, y doivent former des lentilles, se terminant très vite en pointe et s'enchevêtrant les unes dans les autres, aussi bien dans le sens transversal que suivant la longueur même de l'estuaire; d'ailleurs la stratification en peut être inclinée, vu la vitesse de l'eau qui a produit le dépôt.

Delta marin. — Lorsque l'estuaire du fleuve a été ainsi comblé, surtout à la faveur de la protection offerte par le cordon littoral, une autre période d'activité commence, celle de la formation du *delta marin* proprement dit. Les alluvions ont franchi la ligne du cordon; l'espace demeuré en arrière est désormais acquis à la terre ferme; le fleuve va maintenant s'efforcer de conquérir une partie du domaine de la mer. Pour que cette conquête puisse s'opérer, il est nécessaire,

Digitized by Google

non seulement que la mer ait un jeu de marées peu sensible (ce qui était déjà la condition du comblement de l'estuaire), mais qu'aucun courant longeant la côte n'emporte les dépôts à mesure qu'ils se forment. Il faut aussi qu'en dehors du cordon littoral la pente du fond ne s'accroisse pas trop brusquement.

Si ces conditions sont réalisées, le point où le fleuve franchit l'ancien cordon littoral devient un second centre de diramation à partir duquel le fleuve se crée dans la mer un lit variable à la faveur des alluvions qu'il y apporte et dont l'ensemble doit former une surface se terminant vers l'aval par une courbe convexe. Cet espace est le delta marin et lorsqu'il a été ainsi conquis de proche en proche à partir de l'estuaire, sa surface réunie à celle de l'estuaire comblé constitue ce que M. Duponchel (1) a appelé un *delta direct* ou *du premier genre*, par opposition à une autre catégorie de formations analogues, dont nous aurons tout à l'heure à nous occuper.

La cause des divagations du cours d'eau, à partir de son second centre de diramation, est la même que celle qui agissait dans le comblement de l'estuaire. Seulement, tandis qu'alors le comblement pouvait s'opérer à la fois par toutes les dérivations du fleuve, il n'y a, dans le delta marin, que le bras principal qui puisse former des dépôts, parce que seul il conserve une vitesse suffisante pour transporter des matériaux sableux, capables de résister à l'action de la vague; c'est donc, en général, par les déplacements de la maîtresse branche que se constitue cette portion du delta. Pour ce motif, pendant que, dans l'ancien estuaire, les dépôts sont assez nettement séparés suivant la force de la dérivation qui les a produits, dans le delta proprement dit, les matériaux sont plus homogènes; ils sont d'ailleurs plus fins dans l'ensemble, ayant été amenés par un cours d'eau de moins en moins éloigné de son état d'équilibre définitif. Enfin le temps nécessaire à la conquête d'une surface donnée sera plus long pour le delta marin que pour l'estuaire, car en raison de l'action des vagues et même en l'absence de toute marée, les sédiments y ont beaucoup plus de peine à échapper à la dispersion. Souvent même ils n'y parviendraient pas si les troncs d'arbres flottés par le fleuve ne formaient, en avant de son embouchure, des espèces de radeaux relativement fixes qui fournissent aux dépôts de vase un point d'appui suffisant. Ainsi naissent des îles flottantes qui, peu à peu, s'ajoutent à la terre ferme, bien que plusieurs d'entre elles soient exposées à disparaître lorsque les arbres entrelacés qui les soutenaient ont été atteints par la pourriture. Là nous rencontrons un nouvel exemple du secours que le monde organique peut apporter indirectement aux travaux mécaniques ayant pour objet l'accroissement de la surface occupée par les continents. Ce secours est encore mieux marqué quand la végétation s'empare des alluvions récemment émergées et en fixe les éléments assez pour qu'un retour de la vague ne puisse plus les emporter.

Deux fleuves dont les embouchures sont voisines et qui, l'un et l'autre,

(1) *Traité d'hydraulique et de géologie agricoles*, p. 115.

Digitized by Google

construisent des deltas, peuvent en arriver à confondre leurs atterrissements et leurs bouches principales. Ainsi l'Adige et le Pô, primitivement bien séparés, communiquent déjà par des bras latéraux et ce n'est que par des travaux sérieux qu'on a pu empêcher leur jonction dans un lit commun. Le Mississipi représente, d'après Ellet, trois fleuves réunis en un seul : l'Ouachita, qui descendait à la mer par l'Atchafalaya, la Rivière Rouge et enfin le cours d'eau principal qui a absorbé les deux autres. Le même phénomène s'observe au fond du golfe du Bengale, où les divers bras du Gange et du Brahmapoutra se livrent un perpétuel combat, se modifiant sans cesse ou se comblant les uns les autres (1).

Deltas indirects. — Nous avons dit que lorsqu'un fleuve se rend dans une mer à marées sensibles, sujette à des courants littoraux, il ne peut pas combler son estuaire. Cette règle souffre pourtant une exception, relative au cas où, au fond d'un golfe, débouche un cours d'eau d'une puissance extraordinaire, susceptible de très fortes crues. Dans ce cas, les troubles amenés par les grandes inondations, refoulant l'eau de la mer, forment au devant de l'embouchure une barre qui peut devenir assez considérable pour émerger en partie ; alors elle constitue un point d'appui pour le sable et la vase et ainsi se forme par remous et cheminant, au début, d'aval en amont, un atterrissement qui finit par remplir tout l'estuaire. C'est ce que M. Duponchel nomme un *delta indirect* ou *en retour*. Le caractère principal d'une telle formation doit être son instabilité ; d'une part, le sol qui la constitue, au lieu d'être solidement appuyé à la terre ferme, en avant de laquelle il se serait progressivement avancé, a pour appui une barre mobile et instable. D'autre part, ce dépôt, résultat du triomphe momentané de la puissance du fleuve sur celle de la mer, est exposé, quand la période des crues est passée, à de furieuses attaques de la vague, qui démolissent une partie de l'édifice construit. En tout cas, quelle que soit la puissance du fleuve et la masse des sédiments qu'il charrie, un tel delta ne se formera qu'au fond d'un golfe. Telle est la raison pour laquelle le fleuve des Amazones, malgré la puissance irrésistible avec laquelle il refoule le flot marin, ne peut donner naissance qu'à une barre largement étalée et sans cesse dispersée par les courants.

Exemples de Deltas. Delta du Nil. — Après avoir ainsi passé en revue les conditions générales de la formation des deltas, il importe de voir comment, dans la nature, ces conditions ont été réalisées et quelle mesure de temps les principaux fleuves ont exigée, soit pour combler leur estuaire, soit pour s'avancer en mer au delà du cordon littoral. Le premier exemple qui doive nous occuper, parce qu'il correspond au cas le plus simple, est celui du delta du Nil.

Parmi toutes les formations du même genre, il n'en est aucune qui ait un dessin plus régulier. C'est un triangle à base convexe (fig. 38), dont le sommet, centre de diramation du fleuve, est situé près du Caire, à 200 kilomètres de la côte. Tout cet espace, aujourd'hui comblé par les alluvions, est parcouru par

(1) Ferguson in Reclus : *La Terre*, p. 512.

Digitized by Google

une infinité de dérivations, dont deux seulement sont importantes, la branche de Rosette à l'ouest et celle de Damiette à l'est. Les anciens comptaient sept branches à l'embouchure du Nil; mais la plupart sont aujourd'hui oblitérées.

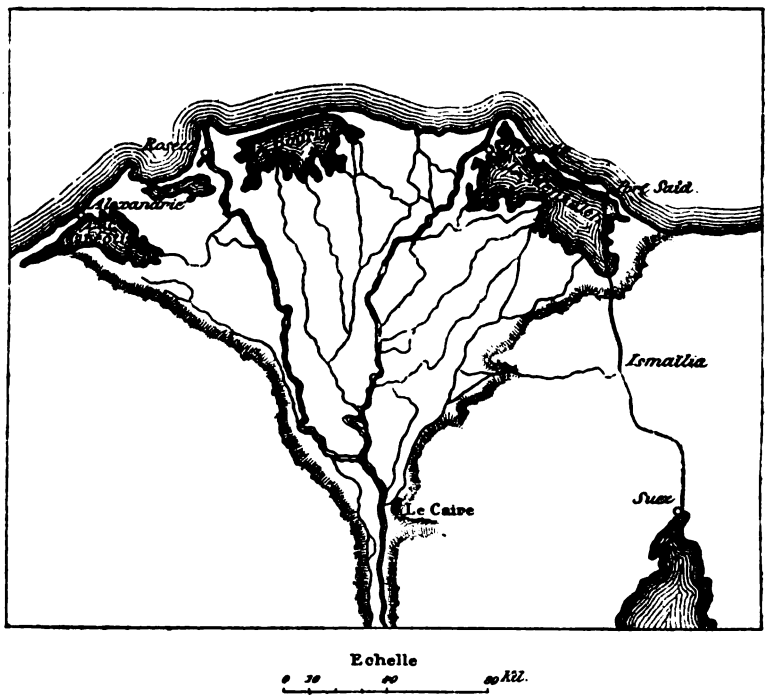

Fig. 38. — Delta du Nil (d'après Petermann).

Nous avons dit que la côte du delta formait une courbe convexe; sur un quart seulement de son étendue, c'est-à-dire depuis le cap Bourlos jusqu'à Damiette, cette côte est appuyée contre les alluvions du fleuve; partout ailleurs elle ne constitue qu'une mince langue de terre, séparée du sol d'alluvions par des lagunes qui sont les lacs Maréotis, d'Edkou, Bourlos et Menzaleh. Or du côté d'Alexandrie, cette langue de terre est une véritable chaîne de rochers calcaires, de formation marine, surmontée de dunes et, au nord ainsi qu'à l'est, c'est un cordon littoral parfaitement caractérisé. Les dépôts du fleuve ne dépassent ce cordon que sur deux points; à l'embouchure de la passe de Rosette et en avant de la bouche de Damiette ; encore les saillies qu'ils y forment sont-elles peu considérables et l'avancement moyen annuel de ces deux pointes, depuis 3000 ans, ne paraît pas avoir dépassé 4 mètres, tout le reste de la côte offrant une stabilité absolue.

On peut conclure de là que le delta du Nil est simplement un *estuaire comble*, en dehors duquel la conquête opérée sur le domaine maritime a été tout à fait insignifiante. Il reste à indiquer les causes auxquelles ce résultat peut être

Digitized by Google

attribué. La première est l'absence de tout endiguement; dans ses crues, le Nil se répand librement sur son lit majeur et y dépose la plus grande partie du limon qu'il transportait. Il élève donc le sol de la vallée et de son delta, au lieu de porter, comme le Pô actuel, toutes ses alluvions à la mer. Ensuite, il paraît que la côte égyptienne est longée par un courant littoral, suffisamment fort pour disperser les sédiments. Ajoutons que le régime du fleuve est remarquablement régulier et que, si les crues s'y élèvent à une notable hauteur, elles se produisent sans violence. La proportion des troubles contenus dans l'eau du Nil n'est d'ailleurs pas aussi considérable qu'on pourrait le croire. Des fouilles faites par M. Horner dans la grande plaine de Memphis ont montré que, depuis 3000 ans, il s'y était accumulé $2^m,85$ de limon. L'épaisseur totale de l'alluvion limoneuse atteint en ce point $9^m,75$ et le fond est formé par le sable du désert. Le taux moyen d'accroissement, depuis 3000 ans, a été de $0^m,0009$ par an. Mais, bien entendu, il serait abusif de vouloir étendre ce calcul beaucoup au delà, le Nil ayant dû avoir, dans l'origine, un régime différent.

Le comblement de l'estuaire du Nil remonte plus loin que la période historique et si le sol du delta s'est sensiblement accru depuis, du moins son assiette générale est de date fort ancienne. Il n'en est que plus remarquable d'avoir à constater la stabilité absolue de la côte et l'impuissance du fleuve à édifier quoi que ce soit, malgré le temps laissé à sa disposition, dans une mer dépourvue de marées sensibles. L'absence d'endiguement latéral ne suffit pas à expliquer cette inaction, car le Pô n'était pas encore endigué que déjà il s'avançait dans la mer bien plus loin que l'ancienne ligne de la côte. La vérité est que le travail d'un fleuve à son embouchure est d'autant moins actif que le cours d'eau se rapproche davantage de l'état d'équilibre. Or le Nil, en raison de la grande distance qui le sépare de ses sources et de l'altitude relativement faible de ces dernières, est, depuis longtemps, aussi voisin que possible de la stabilité. Ses crues, résultat des pluies équatoriales, qui font gonfler les lacs où ce grand fleuve s'alimente, n'ont rien de commun avec celles de nos cours d'eau européens, toujours grossis par des affluents torrentiels, issus de contrées où la pente du sol est considérable. Aussi les galets, déjà rares et petits dans la partie moyenne de l'Égypte, ne se rencontrent-ils jamais sous les alluvions du cours inférieur, preuve manifeste que, même aux époques de creusement, le fleuve n'avait pas la force de transporter des cailloux jusque dans son delta. Aussi, malgré le volume de ses eaux et l'incomparable développement de son cours, le fleuve égyptien n'accomplit-il qu'une œuvre géologique restreinte. Impuissant à former des dépôts en dehors de la protection du cordon littoral, si ce n'est dans le voisinage immédiat de ses deux bouches principales, il s'est borné, depuis la période historique, à exhausser le sol d'alluvions par lequel il avait antérieurement remplacé son estuaire. Il est tel petit torrent des Alpes qui, à l'heure présente, modifie peut-être la surface du globe plus efficacement que ce cours d'eau immense, dont le domaine s'étend depuis l'équateur jusqu'au delà du 33e degré de latitude!

Digitized by Google

Delta du Rhône. — Le Rhône apporte chaque année dans la Méditerranée, d'après M. Surell, 21 000 000 de mètres cubes de troubles, dont les quatre cinquièmes passent par la bouche dite du Grand Rhône, tandis que le reste s'écoule par le Petit Rhône. Ces deux branches, les seules qui restent des six ou sept que comptaient les anciens, renferment entre elles l'espace triangulaire de la Camargue, qui n'est qu'une partie de l'estuaire primitif; car on peut suivre, à l'ouest du Petit Rhône, un ancien bras ou *Rhône mort* qui vient aboutir à l'étang de Mauguio et, jusqu'au sud de Montpellier on trouve sur le bord de la mer des cailloux des Hautes-Alpes, certainement charriés par le Rhône à l'époque où son régime était encore torrentiel. L'ancien cordon littoral peut être suivi depuis Fos jusqu'à Aigues-Mortes en passant par l'étang de Vaccarès.

Tout l'effort actuel des alluvions se porte à la pointe du Grand Rhône, dont le progrès, depuis 1737, a été en moyenne de 57 mètres par an; mais antérieurement les dépôts se sont opérés en d'autres points; en somme, on évalue à 250 ou 300 kilomètres carrés l'accroissement survenu dans le delta depuis l'époque gallo-romaine. La rapidité avec laquelle le Grand Rhône avance de nos jours tient à l'endiguement du cours supérieur du fleuve, qui l'oblige à transporter jusqu'à l'embouchure la majeure partie de ses alluvions.

Quant au Petit Rhône, ses alluvions vont grossir la pointe de l'Espiguette. D'après MM. Lenthéric et Ch. Martins, le progrès de cette plage est tel que, s'il se poursuit, la pointe en question atteindra dans deux mille ans la plage de Palavas, transformant en lagune la rade d'Aigues-Mortes.

Delta du Pô. — Les troubles tenus en suspension dans l'eau du Pô sont, en moyenne, de 43 000 000 de mètres cubes et s'élèvent à 100 000 000 dans les années exceptionnelles. L'ancien cordon littoral est marqué par une chaîne de dunes, qui descend de l'embouchure de l'Adige à Goro (fig. 39) et à l'est de laquelle le fleuve s'est avancé de 25 kilomètres. Quant à l'ancien estuaire, il serait malaisé d'en fixer les limites, le travail de conquête de la terre ferme, à l'embouchure du Pô, étant de date géologique très ancienne. Ce qu'on peut dire, c'est que, au début de l'époque historique, le littoral était tout près d'Adria et que, du treizième au dix-septième siècle, la marche des alluvions a été, en moyenne, de 25 mètres par an, tandis que, dans les deux derniers siècles, l'avancement annuel s'est élevé à 70 mètres; même, d'après M. Dausse, la part du dix-huitième siècle ne serait pas inférieure à 80 mètres. Le terrain conquis dans ces conditions est d'environ 113 hectares par an. Il n'y a pas de doute que l'endiguement du Pô ne soit la cause de l'accélération survenue dans la progression de son delta, le fleuve ayant été obligé de jeter directement dans l'Adriatique des alluvions qui, sans les digues, eussent été employées à combler les lagunes ou à exhausser le sol de la vallée principale.

Delta du Danube. — La mer Noire étant dépourvue de marées, le Danube, dont la portée moyenne, de 9200 mètres cubes par seconde, s'élève à 28 000 mètres dans les crues et qui verse actuellement à la mer, chaque année, environ

Digitized by Google

60 000 000 de mètres cubes d'alluvions, n'a pas eu de peine à y édifier un delta. L'ancien cordon littoral constitue la ligne de côte qui ferme les golfes

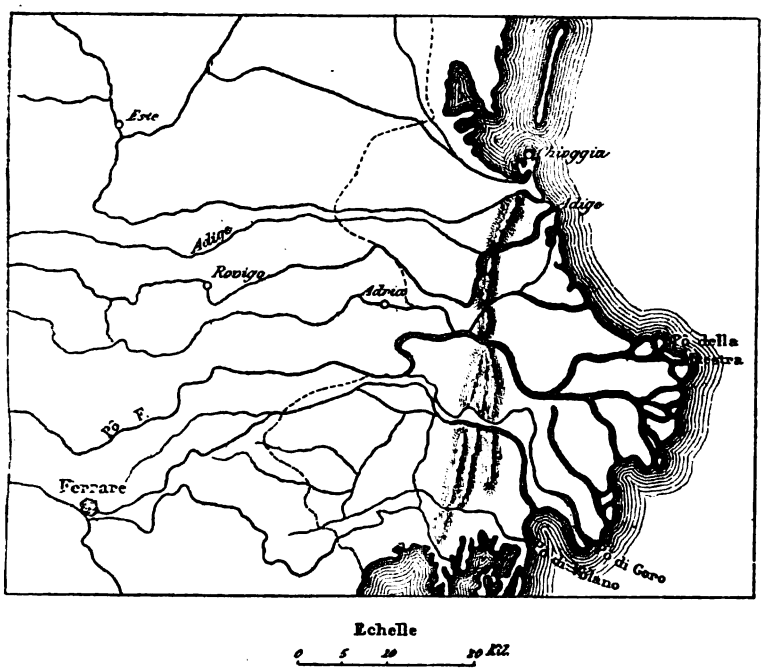

Fig. 39. — Le delta du Pô (d'après Vuillemin).

- - - - - - - - Ancienne ligne de côte.

salins de la Bessarabie et se poursuit au sud à travers le delta en s'infléchissant légèrement vers l'est. En avant de cette ligne, le terrain conquis par le fleuve sur la mer a la forme d'un segment de cercle ayant près de 25 kilomètres de flèche et environ 80 kilomètres de base. Les progrès actuels du delta sont l'œuvre des trois bouches de Kilia, de Soulina et de Saint-Georges. Il y a dix-huit cents ans, les bouches du Danube étaient au nombre de six. Grâce, sans doute, à l'absence totale de marées, plusieurs des bouches de l'ancien estuaire ont pu, chacune pour leur compte, opérer le comblement au delà du cordon, en sorte qu'il n'existe pas, à la rencontre de ce dernier, de centre unique de diramation.

Delta du Mississipi. — La marée, dans le golfe du Mexique, sur le bord septentrional, n'a pas plus de $0^m,30$ à $0^m,40$. La profondeur du golfe dépasse peu 30 mètres. Dans ces conditions, un fleuve aussi gigantesque que le Mississipi, chargé d'une énorme quantité de sédiments, ne peut manquer de donner naissance à un delta considérable. En effet, la surface occupée par les alluvions n'est pas inférieure à 31 800 kilomètres carrés.

D'après MM. Humphreys et Abbot, la crête extérieure de la barre située au-devant de la passe sud-ouest ou principale avance, chaque année, dans le golfe,

Digitized by Google

de 104 mètres sur une largeur de 3500 mètres. D'autres observateurs réduisent ce chiffre à 79 mètres. Les matières terreuses versées annuellement à la mer par cette seule passe s'élèvent à 9 400 000 mètres cubes. L'ensemble de toutes les passes en amène 28 000 000, soit une masse de 28m de hauteur sur un kilomètre carré.

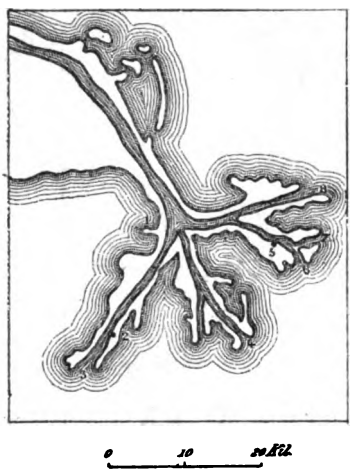

Fig. 40. — Delta du Mississipi (d'après Vuillemin). — 1. Fourche des passes; 2. Pilotsville; 3. passe du sud-ouest; 4. passe du sud; 5. Balise; 6. passe du sud-est; 7. passe du nord-est; 8. passe à Loutre.

Le point primitif de diramation est situé près de Bâton-Rouge, en amont de la Nouvelle-Orléans, de sorte que la longueur totale du delta est de 320 kilomètres, la base vers la mer ayant 500 kilomètres.

A la différence des autres fleuves, le Mississipi, au lieu de se borner à conquérir sur la mer un espace en forme de croissant, envoie directement dans le domaine maritime une branche principale, qu'Élie de Beaumont a justement comparée au long cou d'une hydre et qui, à son extrémité, se divise en trois courants formant la patte d'oie (fig. 40). Dans cette partie avancée, les rives ne se composent que d'une bande étroite de marais couverts de roseaux, hantés par des alligators et où, de loin en loin, on aperçoit quelques huttes de pêcheurs; la mobilité de ces rivages est extrême.

La pénétration rapide du Mississipi dans les eaux marines est due, à la fois, à l'endiguement de ses rives et au défrichement des forêts primitivement situées sur ses bords. Le sol du bassin étant devenu plus mobile, la puissance du ruissellement s'est accrue; le fleuve dégrade constamment ses berges, emportant des arbres entiers qui, dans le delta, s'enchevêtrent, se couvrent de vase et donnent naissance à des îles mouvantes.

Cependant si les alluvions s'étendent ainsi en surface, leur profondeur n'est pas considérable. Sans doute, un puits creusé dans le delta rencontre, sur 200 mètres d'épaisseur, des dépôts de formation fluvio-marine; mais la part de l'époque moderne n'y est, selon M. Hilgard, que d'une dizaine de mètres. Tout le reste est l'œuvre de la période quaternaire, pendant laquelle le grand fleuve américain avait une puissance bien supérieure à celle qu'il possède de nos jours. Dans les parties du delta du Mississipi où le limon des crues s'épanche librement à droite et à gauche, M. Horner estime que la surélévation annuelle des terres est d'environ 0m,0036, soit quatre fois plus forte que dans le delta du Nil.

Élie de Beaumont (1) a émis l'idée que le singulier delta, en forme de promon-

(1) *Leçons de Géologie pratique*, I, p. 512.

Digitized by Google

toire, à l'extrémité duquel s'ouvrent les passes du Mississipi, ne doit pas être considéré comme un édifice à toute épreuve, doué d'une stabilité comparable au reste des terres conquises en amont. Non seulement il pourrait être enlevé par une de ces tempêtes séculaires comme il s'en produit parfois dans l'histoire; mais si, dans ses divagations, le fleuve venait à se jeter de côté, il est vraisemblable que la mer aurait facilement raison des dépôts accumulés sur ces rives délaissées. Les matériaux en seraient alors dispersés et serviraient à accroître les sédiments sous-marins de la plage.

Iles de boue. — Le delta du Mississipi offre un phénomène très curieux, celui des îles de boue ou *mud lumps*, qui s'élèvent, soit au milieu de la barre du fleuve, soit dans son voisinage immédiat; ce sont des monticules coniques, dont quelques-uns dépassent le niveau de l'eau de 2, 3 et même 6 mètres, et qui surgissent surtout durant les hautes eaux, terminés par une sorte de cratère d'où s'échappent parfois des gaz hydrocarbonés. Non seulement la formation de ces îles ne peut en rien être rattachée aux phénomènes d'alluvionnement, mais la boue qui les constitue se transforme à l'air en une argile dure et compacte, bien différente des vases du Mississipi et complètement dépourvue de matières végétales. Cette circonstance rend difficilement admissible l'hypothèse qui attribue les *mud lumps* à un gonflement des vases de la barre, sous l'influence de la fermentation des troncs d'arbres et autres matériaux organiques emprisonnés dans leur masse. Il semble plus rationnel d'admettre, avec M. Thomassy, que, dans les hautes eaux, certaines nappes d'infiltration, contenues au-dessous du delta actuel, dans les argiles de la période quaternaire, subissent une pression assez forte pour vaincre la résistance des vases du delta. Elles y formeraient alors de véritables sources artésiennes, amenant au jour l'argile même qui les retient. Cette explication ne rend malheureusement pas compte de la grande quantité d'hydrocarbures gazeux, qui se dégagent parfois de ces cônes boueux. En tout cas, on sait qu'il suffit d'une charge de poudre pour déterminer l'écroulement d'un *mud lump* et faire naître à la place une cavité cratériforme.

Delta du Hoang-ho. — Le Hoang-ho ou Fleuve Jaune, en Chine, est probablement celui de tous les cours d'eau de l'ancien monde qui est le plus fortement chargé de matières limoneuses. Son delta s'étend sur au moins 250 000 kilomètres carrés, formant l'une des provinces les plus importantes de la Chine. Staunton calculait, à la fin du siècle dernier, que les alluvions du fleuve pourraient édifier, en vingt-cinq jours, une île d'un kilomètre carré de surface sur 36 mètres de profondeur (1). Le Hoang-ho est encore, de nos jours, sujet à des divagations qui changent considérablement son cours et dont chacune amène de véritables catastrophes.

Delta du Gange. — Le delta du Gange offre un excellent exemple de delta en retour. Il se forme au fond du golfe de Bengale, où la marée s'élève jusqu'à 5 mè-

(1) Reclus: *La Terre*, I, p. 498.

Digitized by Google

très et s'accroît uniquement pendant la période des inondations, alors que, sous l'influence de chutes de pluie capables de s'élever à 15 mètres par an, les forces réunies du Gange et du Brahmapoutra suffisent pour troubler l'eau de la mer jusqu'à plus de cent kilomètres de l'embouchure.

La surface de ce delta est double de celle du delta du Nil. Comme celui du Mississipi il a son sommet à 320 kilomètres de la mer, mais sa base n'a que 300 kilomètres de développement. La région voisine de la mer, fréquemment remaniée par les tempêtes, porte le nom de *soonderbuns*; elle est hantée par une quantité de crocodiles du genre Gavial, qui sont fréquemment engloutis dans les vases mobiles, nous donnant ainsi une idée du mode d'enfouissement par lequel tant de grands sauriens de l'époque jurassique ont pu nous être conservés.

Les eaux du Brahmapoutra charriant en moyenne deux fois plus de vase que celles du Gange, c'est à la partie orientale que les atterrissements se forment le mieux. Au contraire, de la bouche de l'Huringota à celle de l'Hoogly, toute la partie gangétique des *soonderbuns* paraît n'avoir subi que de très faibles modifications durant les temps historiques (1). La position qu'occupe la ville de Calcutta, fort au delà, en aval, du sommet probable de l'estuaire primitif, laisse croire que le comblement de cet estuaire ne peut être que l'œuvre d'une période géologique antérieure et qu'il a réclamé, de la part des fleuves indiens, une puissance de transport beaucoup plus considérable que celle qu'ils déploient de nos jours.

Ère des deltas. — La formation des deltas marque, partout où elle a lieu, une ère de repos, depuis le commencement de laquelle les conditions relatives de la terre ferme et de la mer n'ont pas dû changer sensiblement. A ce point de vue, en tenant compte de la rapidité avec laquelle s'effectuent aujourd'hui les dépôts en question, on peut affirmer que *l'ère des deltas* ne remonte pas à une très haute antiquité et qu'un petit nombre de milliers d'années suffisent à rendre compte des dépôts qui s'y sont produits. Cette idée a été depuis longtemps exprimée par Dolomieu sous la forme suivante (2) : « Je compte me servir un jour de ces atterrissements et de leur peu d'étendue en comparaison de ce qu'ils pourraient être d'après leur accroissement journalier, s'ils avaient commencé depuis beaucoup de milliers d'années ; je les emploierai, dis-je, avec beaucoup d'autres faits analogues, pour soutenir mon opinion sur le peu d'ancienneté de l'état actuel de notre globe. »

Élie de Beaumont (3), reprenant l'idée de Dolomieu, a insisté sur les effets extraordinaires que le défrichement et l'endiguement ont produits depuis quelque temps sur le régime des deltas. Cela suffit pour qu'on puisse affirmer au moins que le développement imprimé à la culture du globe depuis les siècles historiques est un fait qui se réalise pour la première fois. Mais ce n'est pas tout; la formation des deltas comprend deux périodes distinctes : le comblement de l'es-

(1) Reclus : *La Terre*, I, p. 498.
(2) *Journal de Physique*, XLII, p. 47.
(3) *Leçons de Géologie pratique*, I, p. 518.

Digitized by Google

tuaire et la conquête du domaine maritime. Cela posé, on peut dire que, pour beaucoup des grands fleuves connus, c'est à l'époque historique que le delta a commencé à travailler efficacement en dehors du cordon littoral, en sorte que sa partie maritime est l'œuvre de quelques dizaines de siècles. Or le phénomène du comblement de l'estuaire, accompli sous la protection du cordon, et par un cours d'eau en possession d'une puissance de transport incontestablement plus grande, puisqu'il devait être encore dans la période divagante, est en tout comparable à celui qui a suivi ; il est même probable qu'il a exigé moins de temps puisque l'action fluviale, d'ailleurs plus énergique, n'avait pas, comme dans le delta marin, à lutter contre la dispersion par les vagues. Il en résulte que la durée totale de la formation a dû être assez restreinte et si l'on admet, ce qui semble incontestable, que l'origine en remonte au début de l'ère actuelle de stabilité, on voit que cette ère se trouve renfermée dans des limites fort étroites.

CHAPITRE IV

ACTION DES EAUX D'INFILTRATION

§ 1

NAPPES SOUTERRAINES ET SOURCES

Formation des nappes d'infiltration. — L'infiltration est la pénétration lente, à travers les fissures et les interstices du sol, de l'eau qui provient de la pluie, de la condensation des brouillards ou de la fonte des neiges. Ce phénomène ne peut se produire que dans des terrains *perméables*, que cette perméabilité soit inhérente à la roche, comme c'est le cas pour les sables, ou qu'elle résulte du grand nombre de fissures qui la traversent, comme dans la plupart des calcaires et des grès.

Les eaux, en pénétrant dans le sol, finissent par s'y accumuler en donnant naissance à des *nappes d'infiltration*. En effet, à mesure qu'elles s'enfoncent, elles deviennent de moins en moins accessibles à l'évaporation ; les parties de l'écorce situées à une certaine profondeur ne peuvent donc manquer, à la longue, de se saturer d'eau et ainsi se constituent les *nappes souterraines*, qui, toutes les fois que leur niveau est atteint par une dépression du sol, se répandent au dehors sous la forme de *sources*.

Pour plus de simplicité, supposons avec Belgrand (1) une grande plaine par-

(1) *La Seine, Études hydrologiques*, p. 92.

Digitized by Google

faitement horizontale, constituée par un terrain perméable. Les eaux d'infiltration formeront une nappe dont la surface sera horizontale et d'autant plus voisine de la surface du sol que les précipitations auront été plus abondantes. Cela posé, si cette plaine vient à être entamée par deux dépressions profondes, ces vallées exerceront sur la nappe souterraine une action de drainage. Les eaux emmagasinées s'écouleront vers les deux thalwegs et ainsi la surface supérieure de la nappe sera relevée sous le faîte de partage, d'autant mieux que c'est là qu'elle est le plus efficacement protégée contre l'évaporation superficielle.

Ainsi les nappes d'infiltration, dans un terrain perméable, ont une surface ondulée qui reproduit, comme une sorte d'écho affaibli, les accidents extérieurs du sol, et partout où elles viennent à être rencontrées par un thalweg, elles s'y

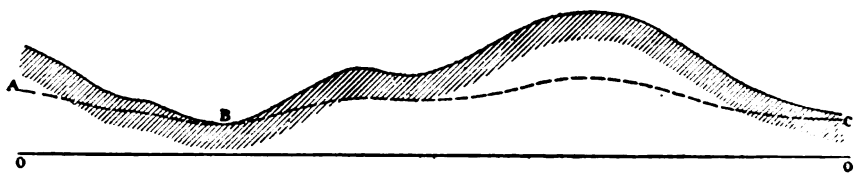

Fig. 41. — Allure d'une nappe d'infiltration. oo, niveau de la mer; ABC, surface de la nappe; B, point d'émergence de source.

écoulent en donnant naissance à une source (fig. 41) ou plutôt à un ensemble de sources et de filtrations.

L'allure ondulée des nappes souterraines a été parfaitement constatée par M. Dru dans la région des Chotts sahariens (1). Une coupe menée du Chott Rharsa au golfe de Gabès montre la nappe d'infiltration suivant partout, à peu de distance, la surface du sol et subissant deux relèvements accentués, l'un sous le seuil de Mouïat-Sultan, où la nappe s'élève à environ 10 mètres au-dessus du niveau qu'elle occupe sous la plaine voisine, l'autre, encore mieux marqué, sous le faîte du seuil de Gabès. En ce dernier point, l'altitude du sol étant de $47^m,37$, celle du sommet de la nappe atteint $43^m,67$, soit $3^m,70$ de différence. A cinq kilomètres de là, au pied du seuil, le sol étant à 32,46, la nappe se tient à $0^m,70$ au-dessous, avant de retomber progressivement jusqu'au niveau de la mer.

De là vient que, quand on creuse un puits sur le bord d'une grande vallée, comme celle de la Seine, le niveau de l'eau dans ce puits est d'autant plus élevé qu'on s'éloigne davantage du cours d'eau. Ainsi à Paris, sous le faîte de l'Arc-de-Triomphe, la nappe d'eau se tient à environ 8 mètres au-dessus du niveau de la Seine. Ce ne sont donc pas, comme on le croit trop souvent, des infiltrations de la rivière qui se font sentir en montant à droite et à gauche de son lit. Le cours d'eau lui-même ne se maintient stable, au niveau qu'il occupe, que parce qu'il constitue le déversoir naturel des nappes voisines, et, loin de les alimenter, il est au contraire alimenté par elles. Ce résultat est bien mis en évidence par les cartes hydrologiques de la Seine et de la Seine-et-Marne, publiées par M. Delesse.

(1) *Mission Roudaire, Hydrologie*, par L. Dru, Paris, 1881.

Digitized by Google

C'est pour la même cause qu'un puits creusé sur le bord même de la mer ne rencontre que de l'eau douce, à moins que, par des fissures suffisamment larges, le sous-sol de la côte ne soit mis en communication directe avec l'océan. En effet, le niveau de la mer représente une zone d'équilibre, où les précipitations atmosphériques et l'afflux des eaux courantes compensent le travail de l'évaporation. L'océan draine les continents voisins comme une vallée draine les coteaux qui l'encaissent et sa surface doit être, dans l'ensemble, continue avec celle de la nappe générale d'infiltration de la partie perméable des continents, cette dernière se relevant vers l'intérieur d'autant plus que le sol s'élève lui-même à une plus grande altitude.

Sources et suintements. — Aussi longtemps que les dépressions du sol n'atteignent pas la nappe d'infiltration, cette dernière demeure sans écoulement naturel possible. Mais dès qu'elle arrive en contact avec le fond d'un thalweg, elle s'épanche, soit par une source caractérisée, si le terrain se prête à des concentrations de la masse liquide, comme c'est le cas pour les calcaires, soit par des suintements dont l'ensemble, plus ou moins indécis au début, finit par donner naissance à un cours d'eau. Ainsi, dans les terrains franchement perméables, les sources ne se trouvent jamais que dans les thalwegs et il y a un contraste très remarquable entre l'état humide et même marécageux du fond des vallées, le plus souvent garni de tourbe, et l'aridité des versants, parfaitement drainés par la dépression qu'occupent les suintements. Nulle part ce contraste ne s'observe mieux que dans la Champagne, dont les vallées se signalent par de longues files d'une abondante végétation de peupliers et de saules, s'élevant du sein d'un marais tourbeux, entre deux coteaux d'une craie blanche où l'œil cherche en vain quelques touffes d'arbustes.

Lorsque la nappe d'infiltration est contenue dans un terrain uniquement formé de sable, il peut arriver que, sous les thalwegs, malgré la pression hydrostatique des niveaux d'amont, l'eau ait de la peine à parvenir jusqu'à la surface. Ce résultat se produit surtout quand, à la faveur d'une évaporation active, les eaux déposent, dans les couches superficielles du sol, du gypse, du sel et un peu d'argile. Tel est, d'après M. Dru (1), le cas qui se présente dans la région des Chotts sahariens. La croûte argilo-sableuse et salée qui garnit partout le sol suffit pour annihiler, par sa densité, la force ascensionnelle de l'eau. Si l'on vient à la percer par un sondage, non seulement on atteint, à une trentaine de mètres, un niveau où l'eau est devenue douce, mais, en tubant le trou de sonde, on peut obtenir de l'eau jaillissante. Beaucoup d'oasis jadis florissantes ont ainsi disparu par l'ensablement et l'encroûtement des sources et la végétation ne s'est maintenue que dans celles où les efforts des indigènes se sont constamment appliqués à prévenir ce danger.

Cela posé, la surface de la nappe d'infiltration sera d'autant plus voisine, à un

(1) *Mission Roudaire, Hydrologie*, p. 13.

Digitized by Google

moment donné, de celle du sol, que la somme des précipitations atmosphériques aura été plus considérable. La nappe se relèvera donc dans les années humides pour s'abaisser dans les années sèches et ses mouvements seront surtout sensibles aux points où elle est le plus haute, c'est-à-dire sous les lignes de faîte. Les sources les plus voisines de ces hauteurs seront ainsi exposées à tarir. C'est ce qui a lieu en Champagne, où tous les cours d'eau secondaires sont alimentés à leur origine par une source qui porte habituellement le nom de *somme*. Cette source est très rarement pérenne et il faut descendre à plusieurs kilomètres en aval pour en trouver une qui résiste aux sécheresses ordinaires ; quant aux années exceptionnelles, elles font sentir leur influence encore bien plus bas (1). S'il arrive que le climat de la contrée se modifie peu à peu, on verra les sources de thalwegs remonter ou redescendre. L'expérience des siècles écoulés nous apprend qu'en Picardie, pays éminemment perméable, les sources se faisaient jour autrefois à une assez grande distance en amont de leurs points actuels d'émergence, résultat qu'on attribue généralement à l'influence du déboisement.

Niveaux d'eau. — Tout ce qui vient d'être dit s'applique aux régions uniquement constituées par des terrains perméables. Mais s'il arrive qu'une couche imperméable DE (fig. 42) s'interpose au milieu d'une ligne de hauteurs, la nappe d'infiltration, limitée en profondeur à la couche qu'elle ne peut franchir, prendra une forme surbaissée, finissant en pointe en A et en C, où la masse du réservoir devient nulle tandis qu'il n'y a plus d'épaisseur protectrice contre l'évaporation. Il y aura donc, à *flanc de coteau*, tout le long des affleurements de la couche DE, des suintements plus abondants sur le côté D, que la pente favorise et, de temps en temps, sur ce côté, surgiront de véritables sources. Leurs points d'émergence seront situés, en général, à l'origine des thalwegs entamant l'affleurement de D, parce que c'est en ces points que la disposition du sol facilitera le plus la concentration des suintements. En tout cas, ces sources à flanc de coteau, caractéristiques des régions où les terrains argileux alternent avec les sables, les grès et les calcaires, ne sont ni aussi abondantes ni aussi constantes que celles des nappes profondes, dont la masse est beaucoup plus considérable et par suite, défie bien mieux les variations du climat.

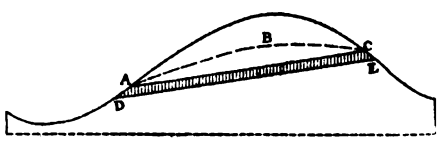

Fig. 42. — Nappe superficielle. ABC, surface de la nappe ; DE, couche imperméable ; A, point d'émergence d'une source.

Une couche imperméable qui affleure sur les flancs d'une vallée forme ce qu'on appelle un *niveau d'eau* et l'importance de ce niveau est d'autant plus grande, que le réservoir perméable qui le surmonte est lui-même plus étendu. La variété de composition des terrains qui constituent le bassin tertiaire parisien

(1) Belgrand : *La Seine*, p. 93.

Digitized by Google

rend ce phénomène très fréquent aux environs de la capitale et il n'est pas rare de pouvoir observer sur un même versant, à partir de la surface marécageuse de l'argile à meulières, les niveaux d'eau, bien marqués par des lignes de peupliers, des glaises vertes, des caillasses et de l'argile plastique.

Température des sources. — Les nappes d'infiltration arrivant, en général, à une petite distance du sol, le siège de leur partie supérieure peut être considéré comme appartenant à la zone où les variations de la température extérieure ne peuvent plus se faire sentir. Nous savons que cette zone se rencontre à moins d'un mètre sous l'équateur et à une dizaine de mètres dans nos latitudes. Comme d'ailleurs, à partir de cette région, la température n'augmente que très lentement avec la profondeur, on peut dire qu'en mettant à part les sources thermales, alimentées par tout autre chose que les infiltrations de la surface, les sources ont une température invariable et égale à la moyenne annuelle de l'air au lieu où elles émergent; elles fournissent donc, pour peu qu'elles soient assez constantes, une excellente indication de cette moyenne, partout où l'on n'a pas le temps de la déterminer directement.

Toutefois, cette règle comporte quelques restrictions, applicables surtout aux pays dont la moyenne annuelle est peu élevée. En effet, quand la température de l'air est voisine de zéro, l'eau froide, en raison de son maximum de densité, qui a lieu à + 4°, tombe au fond : aussi, dans un lieu possédant une moyenne annuelle de zéro, les sources auront souvent une température constante et égale à + 4°. En outre, si la nappe d'infiltration est profonde, les parties basses, portées, en raison de la chaleur interne, à une température plus haute que le sommet, deviennent plus légères et arrivent à la surface, de telle sorte que les sources peuvent accuser une température un peu supérieure à la moyenne annuelle du lieu.

Cours d'eau des terrains perméables. — Dans un pays composé en majeure partie de terrains perméables, l'eau des pluies n'arrive aux cours d'eau que par l'intermédiaire des nappes, c'est-à-dire par les sources; elle doit donc, avant de s'écouler dans les thalwegs, accomplir un assez long parcours souterrain, presque sans vitesse et, par conséquent, sans pouvoir entraîner des matériaux solides. Dès lors, les crues des cours d'eau doivent être lentes à se produire et, de plus, leurs eaux sont limpides. En revanche, comme ces crues ne se font sentir que quand toute la nappe d'infiltration a été gonflée par le lent apport des pluies, elles durent d'autant plus que le réservoir qui les a emmagasinées est plus considérable. Mais, pour ce même motif, elles s'élèvent moins haut que les crues des cours d'eau alimentés par le ruissellement et qui doivent débiter très vite tout le produit de la pluie tombée. On trouve dans l'ouvrage de Belgrand (1) des diagrammes instructifs, qui permettent de comparer la crue survenue en 1846 dans la Loire avec celle de la Seine en 1854. Tandis

(1) *La Seine*, p. 73

Digitized by Google

qu'à Roanne, en six jours, la Loire, grossie par les affluents torrentiels, s'était élevée de $0^m,90$ à $6^m,94$, pour redescendre en moins de quatre semaines à $0^m,68$, la Seine, à Montereau, partant de $0^m,50$, mettait 25 jours à atteindre $2^m,20$ et 35 jours à redescendre à 1 mètre.

Les rivières des terrains perméables sont donc, au point de vue géologique, des instruments très peu actifs ; le phénomène de l'alluvionnement y atteint son minimum d'intensité, si même il n'y est pas absolument nul. Aussi ne peut-on manquer d'être très surpris, lorsque, entamant le sol tourbeux d'une vallée de cette catégorie, dont la Somme, en raison de l'homogénéité de son bassin, nous offre le type le plus parfait, on trouve des couches de sable et de gravier attestant, dans les siècles passés, une tout autre puissance du cours d'eau. Ces dépôts remontent au temps où la rivière creusait sa vallée, dont la forme et le régime actuels se ressentent ainsi puissamment de l'influence d'un passé bien différent. Celui-là serait donc mal inspiré qui, mesurant le temps aujourd'hui employé par une telle rivière à accomplir un travail déterminé d'érosion, en voudrait conclure que son œuvre totale a exigé des suites incalculables de siècles. Rien ne se ressemble moins que les diverses phases d'activité d'un même agent géologique et la stabilité acquise indique toujours le couronnement d'une suite de travaux dont les plus efficaces ont été ceux qui se sont le plus rapidement accomplis.

Infiltrations dans les terrains fissurés. — Il convient d'établir, au point de vue de la perméabilité, une distinction fondamentale entre les terrains sablonneux et ceux qui sont formés de calcaires ou de grès solides. Dans les sables, les nappes d'eau sont continues et régulières. Dans les calcaires et les grès, quand même la surface en serait fendillée au point d'agir comme un véritable crible, il arrive généralement qu'en profondeur la roche est compacte. L'eau n'y peut donc pas former de nappes continues; elle se concentre dans des poches ou des fissures, qui rendent le régime des puits très irrégulier. Pour cette même raison, tandis que les sables offrent des suintements tout le long de la ligne d'affeurement de la nappe d'infiltration, l'écoulement des nappes des calcaires se fait par de véritables points d'élection, ce qui donne aux sources des régions correspondantes une importance spéciale. Souvent ces sources débitent de l'eau qui, avant de s'y rendre, a dû accomplir un long parcours souterrain. Quelquefois elles représentent le résultat combiné du ruissellement et de l'infiltration, lorsqu'un cours d'eau, coulant sur un sol argileux, superposé à un calcaire, se perd tout à coup dans une crevasse de ce dernier, pour reparaître bien loin de là, à un niveau inférieur. Dans ce cas, le volume des sources peut être considérable et leur constance remarquable. Plus d'une source émergeant du sein des calcaires oolithiques, dans les Ardennes, a ainsi son origine dans la perte d'un cours d'eau qui avait commencé à couler sur les argiles oxfordiennes et qui est venu disparaître dans un *abîme* ou une *fosse*, situés à la jonction des argiles avec l'oolithe.

Digitized by Google

Régime des sources dans les régions calcaires. — Le régime des sources, dans les terrains calcaires, offre des particularités remarquables lorsque les eaux d'infiltration n'y peuvent pas pénétrer par toute la superficie qui reçoit la pluie. Ce cas se réalise sur les plateaux de la Normandie, aux environs du Havre, où la nappe aquifère emmagasinée dans la craie fissurée et retenue par les argiles du terrain crétacé inférieur, est séparée de la surface du sol par l'argile à silex. Il résulte de cette disposition que l'infiltration se produit seulement sur les flancs des vallons où affleure la craie et aussi dans les points où les piliers crayeux qui séparent les poches d'argile imperméable peuvent arriver jusqu'au jour. Dès lors, ainsi que l'a bien établi M. Meurdra (1), l'eau de pluie ne réussit à pénétrer qu'après avoir accompli un long trajet à l'état d'eau sauvage et avoir subi en route des pertes importantes. La pluie ne peut donc être profitable aux sources que si elle est suffisamment intense.

De plus, en raison même de la nature des calcaires dont la craie est constituée, le bassin souterrain de la nappe d'infiltration doit comprendre des poches, des cuvettes, des couloirs, des plans inclinés et des ondulations de diverses natures. Si on le suppose entièrement à sec, il faut que les premières eaux d'infiltration remplissent les cavités qu'elles rencontrent tout d'abord, et passent de l'une à l'autre en franchissant les seuils qui les séparent, avant d'arriver aux orifices de sortie. Dans ces conditions, tant que les eaux affluentes sont peu abondantes, le débit des sources reste faible et régulier. Aussitôt qu'une crue survient, le débit augmente, jusqu'à ce que toutes les cavités soient remplies de la base au plafond; alors l'écoulement par siphons se substitue à l'écoulement par déversoirs et le débit des sources s'accroît au point de vider des poches qui fussent restées indéfiniment pleines, si les pluies n'avaient pas cessé d'être régulières et modérées.

Ainsi s'explique, selon M. Meurdra, le fait, bien constaté au Havre, que le tribut d'un hiver pluvieux met quelquefois trente mois à s'écouler : c'est que, par la mise en jeu des siphons, les sources en viennent à débiter de l'eau emmagasinée peut-être depuis des années.

En définitive, rien n'est plus irrégulier que le régime hydrologique des formations qui ne doivent leur perméabilité qu'à des fissures. Les nappes y occupent des poches inconnues, y forment des fleuves souterrains; des rivières s'y perdent pour reparaître plus loin au jour, sans que bien souvent l'allure de la surface permette de prévoir aucune de ces particularités.

§ 2

NAPPES ARTÉSIENNES

Formation des nappes jaillissantes. — Les nappes d'infiltration ne s'écoulent au dehors, sous la forme de sources, que là où elles sont rencontrées par

(1) *Association française*, Session du Havre, p 467.

Digitized by Google

un thalweg; toute la partie de ces nappes située au-dessous des vallées les plus profondes demeure emmagasinée dans le sous-sol et ainsi les couches superficielles de l'écorce terrestre peuvent être considérées comme saturées d'humidité. On en a facilement la preuve dans les mines où, même en l'absence de toute fissure, on voit l'eau suinter sur les parois des galeries, fussent-elles constituées par le granite le plus compact. Une roche perméable, par exemple une assise de sable, qui affleure au jour sur une étendue suffisante, devient donc, dans la profondeur, un véritable réservoir d'eau. S'il arrive que cette assise plonge, à partir de son affleurement, sous une couche imperméable, la nappe souterraine, obligée de partager l'inclinaison du sable qui la contient, finira par acquérir une pression d'autant plus grande qu'elle descendra plus bas au-dessous des dernières coupures de la surface par lesquelles elle puisse s'épancher.

Soit CD (fig. 43) une assise de ce genre, affectant la forme d'une cuvette et

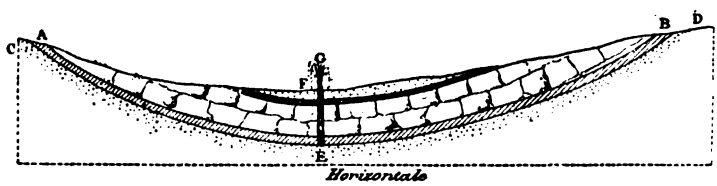

Fig. 43. — Puits artésien. AB, couche imperméable ; CD, couche aquifère ; EF, Puits artésien.

recouverte par une couche imperméable concordante AB. Au point le plus bas du bassin, en E, la nappe d'infiltration, alimentée par les pluies qui tombent en D et en C, ou du moins par la partie des infiltrations pluviales de D et de C qui ne trouve pas son écoulement dans les sources voisines, est soumise à une pression hydrostatique considérable. Cette pression serait égale au poids d'une colonne d'eau ayant pour hauteur la distance verticale du point E au point D, si la pression pouvait se transmettre intégralement, ce qui n'est pas le cas, à travers la masse de sable au milieu de laquelle l'eau de la nappe est disséminée. Si donc, à l'aide d'un sondage, on met le point E en communication directe avec la surface libre du sol en F, non seulement le trou de sonde EF se remplira d'eau; mais cette eau jaillira au dehors, pour peu que le point F, voisin du centre du bassin, soit sensiblement au-dessous de D. En élevant une colonne de tubes au-dessus de F on y ferait monter l'eau jusqu'en un point G, tel que la distance verticale de G à D représenterait la perte de charge résultant du mélange des particules sableuses. Mais si on laisse l'eau s'échapper librement en F, elle sera loin d'arriver jusqu'en G, d'abord à cause de la résistance de l'air, ensuite parce que le mouvement de l'eau dans le sondage vertical et le trajet qu'elle doit accomplir au voisinage de E pour y arriver, augmentent sensiblement la perte de charge hydrostatique.

Un puits qui réalise ces conditions s'appelle *puits artésien*, du nom de la province d'Artois, où les premiers sondages de ce genre ont été exécutés.

Digitized by Google

Nulle part les conditions favorables au forage des puits artésiens ne sont plus complètement réalisées qu'à Paris. En effet, cette capitale occupe le centre d'un bassin géologique formé de cuvettes concentriques dont les bords se relèvent en anneau et viennent affleurer à des altitudes d'autant plus grandes, qu'on s'éloigne davantage vers le sud, l'est ou le nord-est. L'une de ces cuvettes est constituée par une assise de *sables verts*, très perméables et séparés du grand système crayeux, facile à percer malgré quelques lits de silex, par l'argile compacte et imperméable du *gault*. Les sables verts affleurent, sous la forme d'une bande continue, depuis le département des Ardennes jusqu'à la vallée de la Loire au moins, et toujours à une altitude qui, même dans les vallées, est très supérieure à celle de la plaine parisienne, car en aucun point elle n'est au-dessous de 100 mètres. Aussi, en allant chercher, sous Paris, ces sables verts, que la sonde rencontre à environ 550 mètres au-dessous de la surface, on obtient une colonne jaillissante, capable de s'élever au moins jusqu'à l'altitude 72 ou 73, c'est-à-dire à 40 mètres au-dessus de la plaine d'alluvions de la Seine.

Il n'est pas nécessaire, comme on le croit quelquefois, pour qu'une nappe soit jaillissante, qu'elle se trouve enfermée *entre deux couches imperméables*. Il suffit, si la nappe est profonde, qu'elle soit comprimée par une seule couche d'argile qui maintienne sa surface supérieure, car, en vertu de l'état de saturation de l'écorce terrestre, l'eau de la nappe n'a aucune raison d'être attirée vers le bas. La déperdition d'une nappe ne serait à craindre que si la couche perméable qui la renferme lui fournissait quelque part un écoulement vers la mer ; mais toutes les fois qu'il s'agit de nappes existant à une notable profondeur au dessous du niveau de l'océan, l'assise d'argile qui couronne la masse aquifère doit suffire à assurer l'ascension de l'eau dans le trou de sonde.

Débit des puits artésiens. — Le débit d'un puits artésien dépend de la hauteur à laquelle on laisse se faire l'ascension de l'eau. Si on l'emprisonne, au-dessus du point d'émergence, dans une colonne de tubes dont elle ne puisse pas dépasser le sommet, elle y prend simplement son niveau hydrostatique et le débit est nul. Il atteint son maximum si l'on supprime la colonne et on peut le régler en arrêtant cette dernière à un point quelconque. A Paris, on laisse arriver l'eau jusqu'à 72 ou 73 mètres d'altitude, trouvant, dans la pression qui en résulte, des facilités de distribution qui compensent la perte faite sur le débit. En tout cas, ce dernier est proportionnel à la section du trou de sonde.

Si, dans un même bassin, on perce plusieurs puits artésiens et que leurs volumes additionnés ne représentent qu'une fraction insignifiante du volume total de la nappe, le niveau de cette dernière n'en sera pas sensiblement affecté ; dès lors, dans ces puits, supposés prolongés par des colonnes de tubes, l'eau prendra le même niveau hydrostatique que s'il n'y en avait qu'un seul ; par suite, en arrêtant ces colonnes à diverses hauteurs, on pourra, *théoriquement*, régler à volonté les débits des puits en raison de leurs sections, sans qu'ils

Digitized by Google

doivent s'influencer réciproquement, c'est-à-dire sans que l'ouverture ultérieure de l'un d'eux abaisse le débit des sondages antérieurement exécutés.

Tel n'est pas le cas cependant quand les puits sont rapprochés les uns des autres. Ainsi, à Paris, l'ouverture du puits de Passy a abaissé le débit du puits de Grenelle et celle du sondage de la raffinerie Say a influé sur les deux autres. Pourtant, les trois puits ensemble ne débitent pas 20 000 mètres cubes par vingt-quatre heures, ce qui certainement n'est qu'une petite fraction de l'infiltration qui s'accomplit dans les sables verts, et de plus on constate que leur débit est indépendant des saisons, ce qui atteste la puissance du réservoir auquel ils s'alimentent. Il est donc permis de croire que l'influence réciproque constatée tient à la proximité relative de ces puits, ouverts tous trois dans le périmètre de la ville de Paris. Lorsque le premier d'entre eux existait seul, l'eau affluait sans doute à sa base par des canaux particuliers qu'elle se frayait au milieu du sable et dont l'équilibre aura été rompu par l'ouverture d'un puits voisin.

Du reste, ce n'est pas impunément qu'on voudrait ouvrir, dans un même bassin, un grand nombre de puits artésiens. Quelque étendue que soit la surface d'infiltration, elle ne peut s'alimenter qu'à une petite fraction des eaux pluviales, dont le total annuel, dans le bassin de Paris, n'atteint guère $0^m,60$. De ce chiffre, les deux tiers au moins sont enlevés par l'évaporation ; il reste donc $0^m,20$, et si l'on en déduit la part des sources et du ruissellement, il n'y a pas, pour les nappes profondes, de quoi suffire à une production annuelle capable d'atteindre un grand nombre de millions de mètres cubes.

Détails sur les puits artésiens de Paris. — Le puits de Grenelle a atteint la nappe aquifère des sables verts à 548 mètres de profondeur. A l'origine, c'est-à-dire en 1842, son débit était de 3200 mètres cubes (1) par 24 heures au sol, c'est-à-dire à $36^m,60$; en forçant l'eau à s'élever, dans la colonne de tubes, jusqu'à l'altitude 73, on a réduit le débit à 1100 mètres cubes. La température de l'eau est de 28°, soit environ 17° de plus que la moyenne annuelle de Paris.

En 1852, par suite d'obstructions dans le trou de sonde, le débit du puits de Grenelle s'était abaissé à 720 mètres cubes : mais il se relevait en 1856 à 900 mètres cubes ; 36 heures après l'ouverture du puits de Passy (1861), ce débit s'abaissait à 806, puis à 615 mètres cubes au sol ; dans ces dernières années, il a été d'environ 345 mètres cubes à l'altitude 72,75.

Le débit du puits de Passy était, au début, de 20 000 mètres cubes au sol, c'est-à-dire à l'altitude 53,50. Il a été réglé à 6192 mètres cubes à l'altitude 77,15. La profondeur de ce puits est de $587^m,50$.

Enfin le puits de la raffinerie Say, ouvert en 1872, donnait 7200 mètres cubes à l'altitude 55,30.

L'eau des puits de Passy et de Grenelle contient environ $0^g,141$ de matières

(1.) Arago. *Notices scientifiques*, III, p. 439. — Dumas. *Comptes rendus*, LIII, p. 571.

Digitized by Google

dissoutes par litre; c'est exactement la proportion contenue dans l'eau du Nil, tandis que l'eau de la Vesle contient 0ᵍ,227 et celle de l'Ourcq 0ᵍ,436 par litre. Sur ces 141 milligrammes, il y a 41 0/0 de carbonate de chaux, 11,5 0/0 de carbonate de magnésie, 14,4 0/0 de carbonate de potasse; notons encore 6,4 0/0 de chlorure de sodium, avec du sulfate de soude, de la silice et de l'alumine.

Durée du parcours souterrain des eaux artésiennes. — Il est intéressant de se rendre compte du temps employé par l'eau, pour arriver souterrainement depuis l'affleurement des sables verts jusqu'aux puits artésiens de Paris. C'est ce qu'a fait Belgrand en comparant les variations du degré hydrotimétrique de l'eau du puits de Grenelle avec celles du niveau de l'Aisne, qui, dans sa partie supérieure, arrose la région où s'alimente la nappe d'infiltration du puits. Cette nappe se charge de matières en dissolution en raison du temps qu'elle séjourne, sans être renouvelée, au contact des matériaux du terrain encaissant. Son *degré hydrotimétrique*, mesure de la quantité des substances dissoutes, doit donc s'élever après une longue sécheresse et s'abaisser au contraire quand, par suite de pluies abondantes, le volume de la nappe vient à augmenter. Or l'observation montre que les minima hydrotimétriques du puits de Grenelle sont en retard de *plusieurs mois* sur les crues de l'Aisne. Tel est donc le temps que met l'eau à parcourir, à travers les interstices du sable vert, les 200 kilomètres qui séparent la capitale de la rivière d'Aisne.

Les minima hydrotimétriques normaux se produisent entre février et août, accusant le résultat des pluies de la saison froide, les seules qui profitent aux sources. Les maxima se font sentir entre août et février. Le degré normal du puits de Grenelle est 9, celui de la Seine étant 18.

§ 3

COURS D'EAU SOUTERRAINS, GROTTES, ÉBOULEMENTS

Rivières souterraines. — Lorsque les eaux de pluie pénètrent en abondance, à la faveur de fissures, dans une formation de calcaires compacts, elles doivent, comme nous l'avons vu, y constituer des nappes discontinues en s'accumulant dans tous les vides que l'intérieur de la roche est susceptible d'offrir. Ces vides ne sont autres que des fentes plus ou moins larges, dont l'ensemble constitue un réseau découpant la formation calcaire et dont l'origine doit être cherchée dans le défaut d'homogénéité de la roche et les mouvements mécaniques auxquels le terrain a été soumis postérieurement à sa consolidation. Ces fentes communiquent les unes avec les autres et s'il arrive que la nappe puisse trouver un écoulement au dehors par quelque coupure profonde, un courant doit nécessairement s'établir dans ce réseau de fissures entre les divers points où se fait l'infiltration et l'orifice ou les orifices de sortie. C'est ainsi que le sous-sol d'un plateau peut être parcouru par des cours d'eau souterrains, dont le débouché seul se révèle

Digitized by Google

par une source puissante, capable de donner immédiatement naissance à quelque rivière importante.

Rien n'est plus irrégulier, en général, que les lits de ces cours d'eau cachés, sortes de canaux tortueux qui résultent de l'élargissement des fentes primitives de la roche, sous l'effort même des eaux qui s'y sont infiltrées et où des chambres spacieuses ne communiquent ensemble que par d'étroits couloirs, diversement ramifiés, coupés de cascades et de rapides.

Mode de formation des grottes. — Il est certains cas favorables où le cours des rivières souterraines peut être directement étudié, les espaces qu'elles occupent formant des *grottes* accessibles à l'homme. Il est alors facile de constater la liaison intime de ces cavités avec les fentes ou failles du terrain, c'est-à-dire avec des lignes de moindre résistance. Ainsi, dans les remarquables grottes du Ham, en Belgique, encore parcourues par les rivières de la Lesse, on peut suivre, au plafond des galeries, des fentes alignées suivant la longueur des grottes et le long desquelles le calcaire, malgré sa dureté habituelle, se débite plus facilement en blocs. Dans toutes les grandes chambres, dont l'une a plus de 70 mètres de hauteur, on voit clairement que la voûte est formée par l'élargissement progressif de la fente médiane, dont les parois se sont écroulées peu à peu, accumulant sur le plancher de gigantesques cônes d'éboulis. Quant à la cause de ces écroulements, le torrent souterrain, qui mine encore le pied des voûtes, est là pour l'indiquer. La formation des grottes apparaît donc bien comme l'œuvre d'une érosion souterraine, grandement facilitée par l'état de la roche, mais imputable en définitive à l'action de l'eau courante.

Il est à remarquer que cette action a été puissamment aidée, dans la plupart des cas, par la pression hydrostatique. En effet, même aujourd'hui, dans les hautes eaux, on constate que certaines rivières souterraines gonflent au point, non seulement de remplir leurs galeries jusqu'au plafond, mais de monter à une grande hauteur dans les gouffres de la surface. En s'accumulant ainsi derrière les cloisons qui contrarient leur écoulement, elles peuvent acquérir une pression considérable et la conséquence doit être la rupture violente de ceux de ces barrages naturels qui offrent le moins d'épaisseur. Un tel effet devait s'exercer avec une énergie particulière à l'époque, voisine de la nôtre, où les pluies étaient incomparablement plus abondantes qu'aujourd'hui, en même temps que le régime hydrographique extérieur était encore mal fixé. Chacune des débâcles résultant d'une rupture de digues devenait ainsi, pour les eaux sauvages souterraines, l'occasion d'un redoublement de puissance, et dès lors il n'y a plus lieu de s'étonner du travail qu'elles ont accompli dans les calcaires fissurés.

Exemples de grottes. — La formation de ce genre la plus remarquable paraît être la caverne du Mammouth (*Mammoth's cave*), dans le Kentucky. On l'a explorée déjà sur 15 kilomètres de profondeur, par deux cents allées dont le développement total dépasse 350 kilomètres. Elle contient tout un système de lacs et de rivières à divers étages.

Digitized by Google

Le phénomène des grottes est exceptionnellement développé dans la région des Alpes de la Carniole et de l'Istrie, entre Laybach et Fiume. La figure 44 repré-

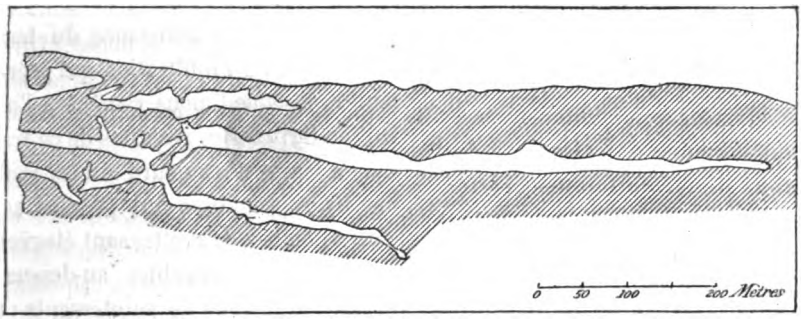

Fig. 44. — Coupe de la grotte de Lueg (d'après Schmidl et Vuillemin).

sente, d'après M. Schmidl, la coupe de la grotte de Lueg, où il est aisé de constater la tendance des galeries à s'écarter peu de l'horizontale.

La célèbre grotte d'Adelsberg, située dans la même région, correspond à l'ancien cours souterrain de la Poik et, dans une grotte contiguë, cette rivière accomplit encore un parcours caché qu'on a pu suivre en bateau sur près d'un kilomètre. La salle du Calvaire, dans la grotte principale, forme une voûte de 200 mètres de portée, dont le plancher est constitué par une véritable colline de débris, jonchée d'une forêt d'aiguilles stalagmitiques. Tout autour, à la surface, le pays est parsemé de profondes dépressions en forme de bateau, au fond desquelles l'eau de pluie disparaît en tournoyant ; à chaque instant les ruisseaux se perdent dans le sol comme dans les trous d'un crible (1).

La Poik sort de ce système de grottes sensiblement plus puissante qu'elle n'y était entrée, grâce à des affluents cachés dont quelques-uns ont été directement constatés. Dans tous les endroits où ces rivières souterraines peuvent être abordées, le mugissement de leurs eaux, le bruit des cascades attestent leur puissance d'érosion et de transport, bien que cette puissance s'y exerce d'une façon moins continue que dans les rivières torrentielles à l'air libre, les cours d'eau souterrains étant fréquemment interrompus par des cloisons rocheuses qui donnent naissance à des lacs étagés. On a pensé également que la dissolution du calcaire par les eaux pouvait jouer un rôle dans la formation des grottes ; mais cette action serait assez faible relativement au travail mécanique pour qu'il ne nous paraisse guère utile de la faire entrer ici en ligne de compte.

En Grèce, un grand nombre de cours d'eau se perdent dans des gouffres nommés *catavothra* et plusieurs vont sortir au jour, à d'assez grandes distances, par des ouvertures du rocher, dites *céphalaria* ; malheureusement cette sortie s'accomplit le plus souvent si près de la mer que le cours d'eau n'est plus utilisable pour les besoins de l'agriculture.

(1) Reclus : *La Terre*, I, p. 356.

Digitized by Google

En résumé, les grottes des terrains calcaires semblent devoir être attribuées à l'action d'eaux sauvages, amenées par voie d'infiltration dans les profondeurs du sol, bien qu'à un niveau supérieur à celui des vallées et obligées de s'y frayer une route en profitant de toutes les lignes de moindre résistance du terrain. C'est pourquoi, si c'est bien le phénomène général de l'infiltration qui préside à leur naissance, du moins le travail de leur creusement nous ramène à l'action torrentielle, dont il n'est qu'un cas particulier. De plus, les résultats de ce travail, tels qu'il nous est donné de les constater dans les grottes aujourd'hui accessibles, dépassent de beaucoup la portée du régime hydrographique qui prévaut actuellement dans les mêmes régions. Non seulement nombre de grottes sont étagées sur les flancs des vallées calcaires, à des hauteurs considérables au-dessus des thalwegs et en des points où il ne se produit même plus de suintements ; mais celles que parcourent encore des rivières souterraines laissent clairement apercevoir les traces d'un régime tout différent. Leur creusement, dans les proportions qu'il a prises, a certainement exigé une beaucoup plus grande énergie de la part de l'agent liquide employé à ce travail. Ici donc, comme pour les torrents et les rivières, il faut admettre, à une époque antérieure, un notable excès des précipitations atmosphériques et, sans doute aussi, des mouvements du sol propres à accroître par intervalles la puissance vive des eaux en les faisant agir sur une plus grande différence de niveau. Peut-être même y a-t-il lieu d'ajouter à ces causes des actions chimiques qui auraient aidé à l'enlèvement, par voie de dissolution, d'un calcaire n'offrant pas partout la même compacité.

L'histoire de la formation des grottes, pour être complète, exigerait la description du revêtement de stalactites dont la plupart sont ornées. Mais ce revêtement, œuvre de la période qui a suivi l'asséchement des grottes, est un phénomène d'ordre chimique, dont la mention sera mieux à sa place dans un chapitre ultérieur.

Éboulements naturels. — Le travail des eaux d'infiltration ne se borne pas à la formation de nappes et de rivières souterraines. Bien souvent cette pénétration des eaux de pluie dans le sous-sol entraîne des mouvements qui affectent profondément le relief de la surface. Ces mouvements sont de deux sortes ; les *éboulements* ou *glissements*, qui se produisent sur le flanc des vallées et les *effondrements* qui font naître à la surface des gouffres inattendus.

Lorsque, dans un pays de montagnes, des roches solides fissurées reposent sur des assises imperméables, l'eau de pluie ou celle qui provient de la fonte des neiges, en s'infiltrant dans les crevasses, s'y accumule en quantités considérables et, sous l'influence de la pression qu'elle acquiert, fait effort pour s'échapper à la jonction des deux systèmes de couches. Peu à peu, les parties supérieures du massif argileux se délayent et en arrivent à ne plus former qu'une boue liquide, incapable de résister à la pression du système qu'elle supporte. Ainsi se produisent de gigantesques éboulements comme celui qui, en 1835, fit écrouler une partie de la Dent du Midi, en Valais. Le résultat fut un mélange de matières

Digitized by Google

terreuses, d'eau et de glace, donnant une boue noire chargée de 87 % de particules solides, capable de flotter des blocs calcaires et devenant consistante au bout de trois heures.

En 1875, selon M. Vélain, (1) un éboulement de ce genre s'est produit au cirque de Salazie, dans l'île Bourbon, sous l'influence des pluies torrentielles de la région tropicale. Cet événement a coûté la vie à 62 personnes, produisant, sur 120 hectares, un manteau d'éboulis de 5 kilomètres de longueur et de 40 à 60 mètres de hauteur.

Mais ces désastres sont encore demeurés au-dessous de la catastrophe du Rossberg, survenue en Suisse en 1806. Cette montagne, située au nord du Righi, est formée par un conglomérat que supportent des couches argileuses. A la suite d'une saison très pluvieuse, les eaux, s'engouffrant de tous côtés dans les fissures du conglomérat, avaient délayé l'argile sous-jacente et l'avaient transformée en une masse boueuse. Soudain la montagne se mit à glisser sur ce support à demi liquide et vint s'abattre en un moment dans la plaine, engloutissant quatre villages, habités par plus de mille personnes. L'éboulement avait 4 kilomètres de long sur 320 mètres de largeur moyenne et 32 mètres d'épaisseur, représentant ainsi une masse de 40 millions de mètres cubes. La débâcle fut si rapide que des oiseaux furent, dit-on, tués par l'air en mouvement et le glissement fit naître un tel développement de chaleur qu'on vit se produire des projections de boue et de pierres, lancées par la vapeur résultant de la transformation des nappes d'eau.

Partout où de tels éboulements ont lieu, il en résulte un grand trouble dans la stratification des massifs affectés par les glissements. Les couches prennent une inclinaison notable, parfois même se plient et se renversent, affectant des contournements tout à fait comparables à ceux qu'on observe dans les pays où l'écorce terrestre a subi de grands efforts de compression. Aussi, dans les régions soumises au travail des eaux, le géologue ne doit-il attacher qu'une faible importance au plongement des couches lorsqu'il l'observe sur les flancs d'une paroi susceptible de glissement.

Les éboulements, quand ils se produisent dans une vallée parcourue par une rivière importante, peuvent l'arrêter momentanément dans son cours et l'obliger à former un lac en arrière. Lorsque la pression des eaux de ce lac devient assez grande pour pouvoir triompher de la faible cohésion des matériaux du barrage, ce dernier est emporté et il en résulte une débâcle dont les effets mécaniques peuvent être considérables. Des événements de ce genre ont certainement dû survenir à plus d'une reprise pendant la période de formation des vallées.

Effondrements. — Ce n'est pas impunément que des rivières souterraines circulent au-dessous d'un plateau, agrandissant progressivement les cavernes dont leur cours est parsemé. De temps en temps ces cavités s'effondrent, suivant des lignes de rupture préexistantes, leur portée étant devenue trop grande pour le poids

(1) *Comptes rendus*, t. LXXXIII, p. 147, 618.

Digitized by Google

qu'elles supportent et il se forme de cette manière, à la surface du sol, des *gouffres* ou *entonnoirs*. De ce nombre sont les *sinks* des États-Unis, les *catavothra* de la Grèce, les *dolinas* de la Carinthie, les *creux* et les *emposieux* du Jura, les *embues*, *boit-tout*, *anselmoirs*, etc., de diverses régions calcaires en France. Souvent, une série d'entonnoirs de ce genre jalonnent au jour la direction d'un cours d'eau caché et il en est qui, dans la saison des pluies, se remplissent jusqu'à une hauteur notable d'une provision d'eau venue d'en bas, sous la pression de la nappe gonflée, impuissante à s'écouler par des orifices trop étroits.

Ces effondrements étant intimement liés à l'existence des grottes et des cours d'eau souterrains, il n'est pas surprenant qu'il y ait lieu de leur appliquer la remarque déjà faite, sur l'impossibilité d'en attribuer, en général, la production au régime hydrographique actuel. Tel est en particulier, le cas des gouffres si nombreux de la Grèce et de l'Illyrie, situés dans des contrées aujourd'hui remarquables par la pauvreté des précipitations atmosphériques. Si donc la période où nous sommes nous offre assez d'exemples de ce genre pour qu'il soit légitime d'en parler à l'occasion des phénomènes qui se passent sous nos yeux, du moins le plus grand nombre mérite t-il d'être rapporté à une époque antérieure, où les mêmes forces étaient en jeu, dans des conditions semblables, mais avec une intensité très différente.

Du reste il serait certainement excessif de vouloir attribuer au travail des eaux courantes tous les effondrements en forme d'entonnoirs qu'on observe dans les régions calcaires. Le pays qui en est le plus richement pourvu est la contrée connue sous le nom de *Karst*, située entre la Carniole et l'Istrie et à laquelle appartiennent justement les grottes d'Adelsberg. C'est à ce point que le nom de cette région a servi à désigner, sous l'appellation de *phénomènes du Karst*, l'ensemble des singuliers accidents qui donnent à la topographie, superficielle ou souterraine, des pays calcaires, une si grande irrégularité et qu'on retrouve bien développés en Croatie et en Bosnie. Or M. de Mojsisovics (1) a fait observer que la plupart des *karsttrichter* ou entonnoirs du Karst présentent une régularité beaucoup trop grande pour avoir été produits par voie d'effondrement. Souvent il en existe deux contigus, séparés seulement par une mince paroi qui n'eût certainement pas pu résister à un violent effort mécanique. Au contraire, la présence, dans ces entonnoirs, d'une terre rouge caractéristique, permet de les rattacher à tout un ensemble de phénomènes de nature *chimique*, que nous aurons plus tard l'occasion d'analyser. Il se pourrait donc qu'avant d'avoir servi de passage aux eaux souterraines, bon nombre de cavités, originairement produites sous forme de fentes pendant les mouvements de l'écorce terrestre, eussent été en grande partie élargies et façonnées par un travail spécial de dissolution; tant il est vrai que les phénomènes naturels sont complexes et que, dans l'explication de chacune des formes de la surface terrestre, il est dangereux de ne vouloir recourir qu'à une seule catégorie d'actions dynamiques.

(1) Von Mojsisovics : *Die Karst-Erscheinungen*, in *Zeitschrift des deutschen Alpenvereins*, 1880.

Digitized by Google

CHAPITRE V

ACTION DE LA GLACE

§ 1

FORMATION DES GLACIERS

Chutes de neige. — Toutes les fois que les précipitations atmosphériques s'accomplissent dans une zone où la température est inférieure à zéro, elles prennent la forme de *neige*. La congélation de la vapeur ayant généralement lieu dans des conditions particulières de tranquillité, la neige est cristallisée et affecte, pourvu que le froid continue à se maintenir au-dessous de zéro, la figure d'étoiles à six branches, d'un dessin souvent très élégant et constituées par des groupements symétriques de petits cristaux, qui appartiennent au système hexagonal.

On a cru pendant longtemps qu'il ne tombait pas de neige par des températures inférieures à — 15°. Ce qui a contribué à accréditer cette opinion, c'est le fait qu'en Europe les vents qui amènent les grands froids viennent de régions où l'atmosphère est très pauvre en vapeur d'eau. Il en est de même en Sibérie, où le thermomètre subit, comme on sait, des abaissements considérables, qui se produisent presque toujours par un ciel sec et pur. Mais la preuve que l'absence de neige n'est pas imputable à la basse température, c'est que, à Moscou même, on en a vu tomber par un froid de — 22°. A Jakoutsk, de 1845 à 1854, on a compté plus de 20 jours où la chute de neige avait eu lieu par une température inférieure à — 37°; même, en janvier 1854, ce phénomène s'est produit quand le thermomètre marquait — 46° (1). On peut donc dire qu'il n'y a pas de limite à la possibilité des chutes de neige et que, pour qu'elles se produisent, une seule chose est nécessaire, c'est la présence de la vapeur d'eau dans les masses atmosphériques soumises à l'influence du refroidissement. Or cette vapeur n'est elle-même que le produit d'une volatilisation effectuée, aux dépens de l'océan ou des grands lacs, par la radiation solaire; d'où il est permis de conclure, avec Tyndall (2), que la chaleur est la condition première de la formation des neiges, comme de celle des pluies et des brouillards.

Neiges persistantes. — Les causes qui déterminent la chute de la neige dans une atmosphère pourvue de vapeur ne diffèrent que par le degré de celles qui donnent naissance à la pluie. Elles se résument toujours, où dans la rencontre d'un massif très froid, ou dans le travail mécanique de dilatation de l'air,

(1) Vojeykof in *Petermann's Mittheilungen*, Ergänzungsheft, 1874.
(2) *Les Glaciers*, Paris, 1873, p. 11.

Digitized by Google

obligé de s'élever pour franchir une chaîne de hauteurs. Mais quelle que soit l'intensité de ce dernier facteur, la neige ne peut manquer de se montrer là où la température est inférieure à zéro. Il existe donc, en chaque lieu de la terre, en vertu de la diminution que subit la température à mesure qu'on s'élève, une hauteur à partir de laquelle les précipitations atmosphériques ne peuvent plus affecter que la forme neigeuse. Cette limite qui s'abaisse, dans les régions polaires, jusqu'au voisinage du niveau de la mer, est située, sous l'équateur, à plus de quatre mille mètres d'altitude. Toute la neige qui tombe au-dessus de la ligne ainsi définie doit échapper à la fusion et demeurer dans le même état si quelque cause ne la force pas à descendre. De là le nom de région des *neiges éternelles* souvent donné à cette zone; on emploie plus habituellement en météorologie la qualification de *neiges perpétuelles;* mais il nous paraît encore préférable de se servir du mot de *neiges persistantes*, qui n'implique pas une durée indéfinie; car nous verrons que le phénomène comporte des variations par suite desquelles les deux premières épithètes peuvent devenir singulièrement inexactes.

Il ne faudrait pas croire que la limite inférieure des neiges persistantes définie, en chaque lieu, par la rencontre de la surface du sol avec la surface *isotherme* de zéro. En effet, l'établissement de cette limite dépend moins de la température elle-même que d'une véritable *équation d'équilibre* entre la quantité de neige apportée par les précipitations atmosphériques et celle que la chaleur solaire parvient à fondre. Un air absolument sec ne donnerait pas de neige, même sur les plus hautes cimes et, s'il n'en tombait qu'une tranche extrêmement mince, la chaleur du soleil, aidée par le rayonnement du sol, suffirait à la fondre, en dépit d'une atmosphère ambiante très raréfiée et à très basse température. Il en résulte que, sous une latitude donnée et avec des conditions atmosphériques en apparence identiques, la limite des neiges peut affecter, suivant les cas, des positions très diverses, s'abaissant d'autant plus que la somme des précipitations est plus élevée et que les conditions particulières du relief sont moins propices à la manifestation des influences aptes à déterminer la fusion. De la sorte, cet élément devra dépendre à la fois de la richesse en humidité des courants d'air, de la direction des vents, de l'amplitude des massifs montagneux, dont la masse agit toujours comme un réfrigérant, de leur orientation, de la raideur des pentes, enfin de la température relative des étés et des hivers.

C'est ainsi que, sur le flanc méridional de l'Himalaya, malgré son exposition au midi, la limite des neiges est, suivant MM. de Schlagintweit (1), à 4900 ^{m}, tandis que, sur le versant nord, elle remonte à 5700^{m}. L'air si fortement chargé de vapeurs qui, du golfe du Bengale, vient frapper la muraille de l'Himalaya, y décharge la plus grande partie de son humidité, de sorte qu'en arrière la limite est obligée de remonter sensiblement, faute d'une quantité suffisante de neige. Aussi, dans la chaîne du Karakorum, se tient-elle en moyenne à plus de

(1) H. von Schlagintweit : *Reisen in Indien und Hochasien*, IV, p. 522.

Digitized by Google

5800^{m}. Dans les Alpes valaisanes, c'est-à-dire au centre du massif suisse, on trouve les neiges perpétuelles vers 2800^{m}, tandis qu'elles sont à 3300 dans les Alpes maritimes et cottiennes. En Norvège, on les voit, sur la côte occidentale, tournée vers la mer, entre 884^{m} et 1306^{m} suivant la latitude, tandis que, sur le versant oriental, il faut les aller chercher respectivement de 1021^{m} à 1680^{m}. Dans le Caucase, elles se tiennent à 3570^{m} sur le flanc ouest, qui fait face à la mer Noire, et à 4300^{m} sur le flanc tourné vers les plaines arides de l'Asie. Enfin dans la Nouvelle-Zélande, elles s'abaissent beaucoup plus sur la côte occidentale, qui reçoit 2^{m},84 de pluie par an, que sur la côte orientale, où l'on n'en recueille pas plus de 0^{m},80.

Comme résultat général, bien propre à montrer de quelle importance est le rôle joué par la chaleur à l'origine de la production des neiges, il suffira de dire que, sous l'équateur, grâce à l'abondance des précipitations atmosphériques, la limite des neiges persistantes s'abaisse au point de coïncider avec l'isotherme de + 1°,5. Sur le flanc méridional de l'Himalaya, cette limite correspond à la ligne de +0°,5, tandis que, sur le flanc nord, elle s'élève jusqu'à l'isotherme de — 2°,8, pour atteindre, dans le Karakorum, la courbe de — 3°,9 (1). Dans les Alpes, sans doute à cause de la pauvreté relative des précipitations, les neiges persistantes paraissent se tenir au dessus de l'isotherme de — 4°.

Toutefois il est possible que le résultat qui vient d'être signalé ne soit pas toujours uniquement imputable à la pauvreté relative des chutes de neiges. En effet, il semblerait résulter des études de M. Stapff (2), que la température moyenne de l'air, sur les hautes montagnes, peut-être notablement inférieure à celle du sol, cette dernière étant appréciée à l'aide des sources qui se font jour sous le gazon et qui, bien que pérennes, sont assez superficielles pour ressentir l'influence des variations mensuelles et celle de la plus ou moins grande abondance des précipitations atmosphériques. Si T désigne la température de l'air et T' celle du sol, on a selon M. Stapff, au Saint-Gothard.

$$T' - T = 4°,032 - 0,2718\,T - 0,00174\,T^{2}.$$

D'après cette formule, on aurait $T' = 0$ pour $T = -5°,46$: or cette température est réalisée à environ 2753 mètres d'altitude, c'est-à-dire à la limite des neiges persistantes. Ainsi cette dernière coïnciderait en ce point avec une température atmosphérique inférieure à 5 degrés, moins à cause de la rareté des précipitations que par suite de la chaleur propre du sol. Quand l'air est à zéro, le sol est à peu près à 4°, c'est-à-dire à la température du maximum de densité de l'eau douce.

Quoi qu'il en soit, la limite des neiges est de plus en plus éloignée de l'isotherme de zéro, à mesure qu'on s'éloigne de l'équateur et, dans les régions po-

(1) H. von Schlagintweit : *loc. cit.*

(2) *Revue universelle des mines*, Liège, 1879-1880. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 1880, p. 181.

Digitized by Google

laires, la sécheresse de l'atmosphère oblige souvent cette limite à remonter jusqu'à l'isotherme de — 6°,8. Si donc, au voisinage de l'équateur thermal, l'empire des neiges occupe, en valeur absolue, une étendue moindre que partout ailleurs, du moins il est exact de dire que c'est là qu'il dispute avec le plus de succès sa place aux actions calorifiques; tant il est vrai que, dans le phénomène des neiges et des glaces, le froid n'intervient que pour maintenir à l'état solide des précipitations dont la vraie source doit être cherchée dans l'énergie des radiations solaires.

Mais si la cause première de la neige est la chaleur qui vaporise l'eau des océans, c'est au relief du sol que doit être attribué le passage des précipitations atmosphériques à l'état solide. Partout ailleurs que dans les régions polaires, où la température s'abaisse assez pour permettre, en tout temps, la chute de la neige au niveau de la mer, la vapeur atmosphérique n'affecte normalement ce mode particulier de condensation qu'à la faveur du refroidissement produit par les montagnes. Les inégalités du relief terrestre sont aussi nécessaires que le soleil au développement du phénomène des neiges. On peut donc dire que ce phénomène, avec toutes les conséquences géologiques qui en découlent, exige deux conditions fondamentales : d'une part, une chaleur suffisante pour déterminer une abondante évaporation dans les régions d'où les vents tirent leur origine; d'autre part l'existence de *condenseurs montagneux*, d'un relief et d'une amplitude tels qu'il en résulte, soit par contact direct, soit par le travail mécanique produit, un refroidissement notable de l'air chargé d'humidité. Sans doute la première condition est encore plus essentielle que la seconde, car c'est sa réalisation qui fournit la matière même de la neige; mais si la seconde n'était pas satisfaite, le phénomène, localisé dans le voisinage immédiat des pôles, serait loin d'avoir l'ampleur et la généralité que nous allons être bientôt amenés à lui reconnaître.

Transformation de la neige. — Si les précipitations atmosphériques sont préservées de la fusion lorsqu'elles se produisent au-dessus de la limite des neiges persistantes, d'autre part elles ne peuvent s'y accumuler en masses indéfinies. La chute de neige est de 5 à 10 mètres par an au Saint-Bernard et elle a atteint, dans certaines années, près de 17 mètres au Grimsel (ce qui d'ailleurs ne représente qu'une couche d'eau de 1m40). Même en tenant compte de la notable diminution de volume que subit la neige par l'effet du tassement, on conçoit qu'au bout de quelques hivers l'épaisseur des couches successivement amoncelées puisse devenir trop considérable pour que, dans une masse aussi meuble, il ne se produise pas des éboulements. Tantôt la chute a eu lieu contre des pentes plus ou moins raides, le long desquelles la neige est périodiquement précipitée en avalanches vers les régions inférieures ; tantôt, après que les neiges ont recouvert la surface d'un plateau ou comblé une dépression en forme de cirque, leur propre poids les oblige à chercher une issue, l'amoncellement d'une matière sans consistance ne pouvant dépasser la hauteur à laquelle viendraient

Digitized by Google

se rencontrer les talus naturels d'éboulement menés par les deux crêtes du massif ainsi recouvert. De toutes façons, l'excédent des neiges emmagasinées dans les régions de grande altitude doit s'écouler au dehors, en pénétrant dans une zone où les influences calorifiques l'emportent décidément sur les actions réfrigérantes. C'est alors que les champs de neige donnent naissance aux *glaciers*, c'est-à-dire à l'un des instruments les plus remarquables de la dynamique externe. Cette transformation offre, au point de vue géologique, une trop grande importance pour que nous n'insistions pas ici sur les circonstances au milieu desquelles elle s'accomplit.

Névé. — Au moment où la neige tombe, elle s'agglomère en légers flocons, laissant entre eux une infinité de vides. Mais bientôt ces masses incohérentes se tassent; l'action du soleil impose aux cristaux de la surface un commencement de fusion, qui fait disparaître leur forme étoilée en les transformant en grains plus ou moins arrondis. Les gouttelettes d'eau provenant de cette fusion circulent entre les grains jusqu'à ce qu'elles gèlent et les cimentent en expulsant partiellement l'air qui s'y trouvait interposé. De cette manière la neige se transforme en un amas un peu cohérent de granules, parsemé de bulles d'air, auquel on donne le nom de *névé* dans la Suisse française et de *firn* dans la Suisse allemande. Pour faire apprécier l'effet de cette transformation, il suffira de dire que, tandis qu'un mètre cube de neige fraîchement tombée ne pèse que 85 kilogrammes, le poids d'un mètre cube de névé s'élève à 500 ou 600 kilogrammes (1). Aussi la marche est-elle extrêmement pénible sur la neige fraîche, alors que, sur le névé, on avance à peu près comme sur un terrain solide. La masse du névé se compose de strates plus ou moins régulières, dont chacune représente le produit d'un hiver et se distingue par la croûte dure et grisâtre qui en marque la surface. Agassiz évaluait à 2^m ou $2^m,50$ l'épaisseur de la couche de névé qui se forme annuellement dans les Alpes Bernoises.

La transformation de la neige en névé, exigeant un commencement de fusion, ne s'accomplit régulièrement qu'au-dessous d'une certaine altitude. En effet, sur les hautes cimes, l'ardeur des radiations solaires, bien qu'elle soit à son maximum en valeur absolue, est très peu efficace. D'une part, l'atmosphère raréfiée est trop froide et, de l'autre, elle est si sèche que la neige y peut renvoyer par réflexion la chaleur lumineuse qu'elle a reçue. Plus bas, au contraire, cette chaleur, grâce à la vapeur d'eau plus abondamment répandue dans l'atmosphère, serait convertie en chaleur obscure et employée à fondre la neige. Il en résulte que, dans les Alpes, les *champs de névé* ne sont bien caractérisés qu'au-dessous de 3300 mètres d'altitude. Plus haut la neige forme une poussière fine et floconneuse et pendant que, sur le sol relativement ferme du névé, la sensation de froid est supportable, rien n'est plus pénible que la marche sur la poussière

(1) Ch. Martins : *Du Spitzberg au Sahara*, p. 341.

Digitized by Google

neigeuse du Grand Plateau du Mont Blanc, où la température, à 0m, 20 de profondeur, ne s'élève jamais au-dessus de — 8°,2 (1).

Glace. — Plus on descend au-dessous de la limite supérieure à laquelle le névé puisse se former et plus cette masse granuleuse acquiert de consistance, grâce à la pression qu'elle supporte et à la congélation de l'eau dans les interstices des grains. L'air, abondant sous forme de bulles dans le ciment du névé primitif, s'en dégage de plus en plus et ainsi se forme une glace encore un peu bulleuse, opaque et laiteuse, pesant de 900 à 960 kilogrammes par mètre cube, c'est-à-dire plus dense d'un tiers que le névé; A cet état, le champ de névé est devenu un *glacier* et la glace qui le compose, continuant à descendre, est destinée à acquérir de plus en plus de compacité, jusqu'à ce qu'elle présente une cassure homogène, une couleur bleuâtre et une demi-transparence.

Pour que cette transformation devienne complète, il est bon que le surplus des névés produits chaque année trouve à s'écouler en masses considérables dans des gorges où il puisse s'entasser sur une certaine hauteur. Lorsque de telles gorges existent au débouché d'un champ de névé, on voit habituellement, à leur sommet, une crevasse dite *rimaye*, qui entaille verticalement la couche de névé. Cette crevasse marque le point précis où la pesanteur détermine la chute de la neige granuleuse dans la gorge et c'est là véritablement que commence le glacier; car à partir de ce point les influences propres à déterminer la fusion l'emportent de plus en plus, la glace descendant au-dessous de la limite des neiges persistantes, c'est-à-dire dans une région où elle disparaîtrait bien vite si son épaisseur ne la protégeait en partie contre les radiations calorifiques.

On a cru pendant quelque temps que la transformation progressive du névé en glace compacte était accompagnée d'un changement dans sa structure et qu'ainsi il se produisait un passage graduel de l'état de neige confuse à celui de glace semblable à celle des lacs. On sait qu'à la surface des eaux tranquilles la congélation se fait de telle sorte que tous les petits cristaux élémentaires qui composent la couche de glace affectent la même orientation. Leur axe cristallographique principal, qui est en même temps leur axe optique, est vertical, c'est-à-dire perpendiculaire à la surface de congélation. La glace des lacs est donc *optiquement orientée* d'une façon uniforme et donne, dans les appareils de polarisation, les apparences caractéristiques des cristaux à un axe, taillés normalement à l'axe, si le plan de la plaque est parallèle à la surface libre de la glace.

Tout autre est la condition du névé; chacun des grains qui le composent est bien un cristal, quoiqu'il ait perdu ses facettes extérieures à la suite d'un commencement de fusion; de plus, l'eau congelée qui réunit les grains est aussi cristallisée; mais, dans cet ensemble, il n'y a pas d'arrangement régulier et les axes des cristaux élémentaires s'entrecroisent dans tous les sens. Or, en se fondant sur des expériences exécutées à l'extrémité du glacier de Grindelwald, on

(1) Dollfus-Ausset : *Matériaux pour l'histoire des glaciers.*

Digitized by Google

avait cru constater que, à mesure des progrès de la transformation du névé, l'orientation optique devenait de moins en moins confuse, au point que, à la base du glacier, là où la glace était bleue et compacte, elle ne différait pas sensiblement, quant à la structure, du produit de la congélation des lacs. Ainsi la pression et la fusion auraient eu pour effet d'obliger les individus cristallins à redresser peu à peu leur orientation.

De récentes expériences, faites par M. Klocke (1) en différents points des principaux glaciers de la Suisse, n'ont pas confirmé cette manière de voir. La glace conserverait, paraît-il, jusqu'au bout sa structure granuleuse. Les fentes capillaires ramifiées qu'on y a si souvent observées ne sont que les limites des individus juxtaposés et les grains se manifestent de nouveau quand la glace, même déjà compacte en apparence, subit un commencement de fusion au contact de l'air; tandis que la glace des lacs fond sans se diviser ou, si elle s'isole, laisse apercevoir de petits prismes régulièrement orientés, celle des glaciers se divise en grains, comme du sucre qui commence à fondre, et l'on peut s'assurer que chacun de ces grains redevenus libres, séparés les uns des autres par une foule de pores, qui donnent à la masse une apparence spongieuse, est un individu cristallin homogène, ayant son orientation optique, différente de celle de ses voisins. Le seul changement qui intervienne est l'accroissement progressif du volume des grains; chacun d'eux s'augmente de l'eau de fusion qui vient se congeler à son contact et qui prend en se solidifiant l'orientation même du grain auquel elle adhère, phénomène d'influence d'ailleurs fréquent dans les expériences de production des cristaux. Ainsi, tout en devenant plus compacte et plus homogène, la glace de glacier ne se rapproche nullement de celle des lacs et conserve jusqu'au bout la structure d'agrégat irrégulier, propre au névé qui lui a donné naissance. Comme l'a dit Helmholtz, elle est à la glace des lacs ce qu'un morceau de marbre, agrégat de cristaux enchevêtrés, est à un cristal de spath calcaire.

La structure de la glace des glaciers peut d'ailleurs être mise en évidence, suivant MM. Ch. Grad et Dupré (2), à l'aide d'une expérience très simple: il suffit de verser sur la glace une dissolution, soit de sulfate d'indigo, soit de violet d'aniline, pour lui voir prendre, pendant le temps que dure l'infiltration du liquide, une apparence marbrée caractéristique, les fissures capillaires étant alors parcourues et accusées par la dissolution colorée.

La glace peut exister à toutes les hauteurs. — D'après ce qui vient d'être dit, on pourrait croire que la transformation du névé en glace ne devient possible que dans le voisinage de la limite des neiges persistantes, puisqu'elle exige, avec le tassement de la masse, l'infiltration d'une certaine quantité d'eau et que cette fusion ne peut dépasser la surface que si la température de l'atmosphère ambiante est au-dessus de zéro. Cependant les choses ne se passent pas avec cette

(1) *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, etc., 1881, I, p. 25.
(2) *Annuaire du Club alpin français*, 1874, p. 444.

Digitized by Google

rigueur. D'abord le poids même de la neige est suffisant pour donner aux couches inférieures une adhérence semblable à celle de la glace. Le point de fusion de cette substance s'abaisse sensiblement par la pression et quand la hauteur des névés accumulés est considérable, cela peut suffire pour déterminer une fusion partielle des couches de la base. De plus, si les champs de névé sont baignés par une atmosphère froide et sèche, inhabile à les fondre même superficiellement, les parois rocheuses qui les encaissent sont capables d'une tout autre influence. Nous avons dit qu'un corps susceptible d'absorber de la chaleur s'échauffait plus, par la radiation solaire directe, sur les hautes cimes que dans la plaine. Or la surface des rochers, de couleur généralement brune, qui affleurent au milieu des neiges, absorbe si bien la chaleur que cela suffit pour fondre la neige avec laquelle elle est en contact. Il y a longtemps que Zumstein (1) découvrait avec surprise au Mont Rose, à 4264 mètres d'altitude, une crevasse tapissée d'une glace compacte, colorée en bleu d'azur. Un peu plus tard, au col de Rotthal, sur la Jungfrau, par 4000 mètres, Agassiz trouvait la dernière paroi de la montagne toute couverte d'une couche de glace, sans fissures, formant un revêtement continu. Enfin Ch. Martins (2) a constaté, dans son ascension au Mont Blanc, que la neige des Petits Mulets, à 4680 mètres, avait fondu au contact des rochers et s'était convertie en une glace compacte et glissante. Au même moment il s'assurait qu'un thermomètre dont la boule était noyée dans du sable blanc siliceux s'élevait sans peine à $+5°$, tandis qu'à l'air libre il se tenait à $-8°$, l'atmosphère ne contenant d'ailleurs que 57 % de la vapeur nécessaire pour la saturer à cette basse température.

Ainsi, sous l'action des rochers voisins, la neige fond à toutes les hauteurs possibles et il en peut résulter, jusqu'à une certaine distance, une transformation en glace bulleuse. D'ailleurs le fond rocheux sur lequel reposent les couches les plus basses d'un champ de neige est certainement à une température plus élevée que l'atmosphère de la surface, puisque, n'étant pas exposé au rayonnement, il est en communication, par conductibilité, d'une part avec des pointements extérieurs, échauffés chaque jour par le soleil, d'autre part avec la masse interne, où la température augmente, comme on sait, avec la profondeur. Pour toutes ces raisons, il n'est pas étonnant que la glace puisse se rencontrer notablement au-dessus de la limite des neiges persistantes et que, par exemple, elle occupe, avec des crevasses bien caractérisées, toute la surface du Grand Plateau du Mont Blanc, à 4000 mètres d'altitude. Néanmoins la glace ne devient un agent géologique réellement efficace que quand elle se concentre au-dessous de la limite des neiges et c'est dans ces conditions normales que nous allons l'étudier ici.

Glaciers. Alimentation. Ablation. — Supposons donc les névés accumulés dans le voisinage des hautes cimes; ou bien ils forment des couches successives sur une pente et alors l'excès annuel se précipite, sous la forme d'avalanches,

(1) Dollfus-Ausset : *Matériaux pour l'histoire des glaciers*, V, p. 104.
(2) *Du Spitzberg au Sahara*, p. 300.

Digitized by Google

vers les régions inférieures, ou bien la disposition du sol les fait converger vers une gorge où ils s'entassent en s'éboulant suivant la *rimaye*. De toute manière, le produit de ces éboulements, arrivant en masses considérables dans des échancrures du sol, y devient, malgré une température ambiante supérieure à zéro, extrêmement peu accessible aux influences calorifiques. Sans doute la surface et les bords fondent sous la double action du soleil et du rayonnement des parois; mais si une partie de l'eau provenant de cette fusion est volatilisée avec la portion de la glace qui subit l'évaporation directe; si une autre donne naissance à des torrents, le reste, pénétrant dans les interstices de la masse, s'y regèle en augmentant sa compacité. Il se constitue donc, au débouché des champs de névé, dans les dépressions du sol, une traînée de glace dont la dimension doit dépendre de deux facteurs, l'*alimentation* et l'*ablation*.

L'*alimentation* d'un glacier se fait, d'abord et surtout par la chute des névés à son origine, ensuite par les neiges qui, dans la saison froide, viennent tomber à sa surface. La première source est ordinairement la plus importante; elle l'est surtout en raison de la disposition en forme de cirques qu'affectent les champs de névé dans les grands massifs montagneux. De cette manière, un seul glacier, pouvant occuper une vallée très étroite, en arrive souvent à recevoir le tribut des neiges tombées sur un espace considérable et si, dans ce cas, pour plus de simplicité, on néglige le produit des chutes directes de neige sur le glacier, il en résulte que la dimension de ce dernier doit être telle, qu'elle représente toute la différence entre l'excès annuel des névés et ce que les influences calorifiques ont pu enlever à sa masse. En un mot, toute la neige qui tombe, dans une année, sur le champ d'alimentation, supposé parvenu au maximum de volume qu'il ne peut pas dépasser et qui n'est pas enlevée, dans cette même année, par la fusion ou l'évaporation superficielle, doit venir s'accumuler dans le glacier.

D'après cela, si chaque année fournissait ainsi régulièrement un excès de névé, la masse du glacier devrait aller indéfiniment en augmentant. Mais il y a une limite à cette augmentation; le névé, en s'entassant dans la gorge où il se transforme, s'étale nécessairement en longueur et descend ainsi suivant le thalweg, pénétrant dans des régions de plus en plus éloignées du domaine des neiges persistantes. A mesure que cette descente s'accomplit, le névé est exposé à une *ablation* qui va sans cesse en croissant. Cette ablation est produite par les causes suivantes (1) :

1° La fusion superficielle, due au contact d'un air dont la température moyenne est au-dessus de zéro.

2° La fusion interne, déterminée par la pénétration dans la glace du rayonnement calorifique extérieur.

3° Une fusion superficielle, due à la chaleur latente qui se dégage quand la vapeur d'eau, contenue dans l'air, vient se condenser sur la surface de la glace.

(1) Forel : *Écho des Alpes*, 1881, p. 22. — *Bibliothèque universelle de Genève, Archives des sciences*. Juillet, 1881.

Digitized by Google

4° Une fusion qui s'accomplit à la fois par la surface et dans les interstices de la glace, quand la pluie tombe et s'infiltre dans les fissures capillaires.

5° La fusion de la surface inférieure du glacier, appliquée sur un fond rocheux dont la température, supérieure à zéro, est entretenue par communication avec le foyer de chaleur interne du globe.

6° Enfin l'évaporation directe de la glace dans un air dont le point de saturation est inférieur à la température de celle-ci.

L'ablation, presque nulle dans la région des névés, atteint son maximum à l'extrémité inférieure du glacier. En ce point, dans les Alpes Suisses, elle est capable d'enlever chaque année une épaisseur de 6 à 8 mètres de glace. Du reste, l'ablation, s'exerçant non seulement par le contact direct de l'atmosphère, mais par le rayonnement et le contact des parois encaissantes, peut être très variable suivant les circonstances topographiques. Elle sera d'autant moindre que le glacier, plus encaissé, offrira moins de surface libre et que son orientation le préservera mieux contre l'action solaire directe aux heures chaudes du jour. De la sorte, un même excès de névé, arrivant dans des régions de même température, pourra donner des glaciers d'amplitudes très diverses.

Mais, dans tous les cas, il arrivera toujours un moment où, à force de s'avancer dans la gorge qui l'encaisse, l'extrémité libre du glacier sera parvenue en un point tel que l'ablation n'y puisse plus permettre l'existence de la glace. Alors cette extrémité deviendra stationnaire et l'équilibre du glacier sera acquis aussi longtemps qu'aucun changement ne se produira dans l'intensité des deux facteurs qui le déterminent. On peut donc dire que le volume d'un glacier, capable de varier beaucoup suivant le relief de la gorge qui le contient, est le résultat d'une *équation d'équilibre* qui s'est établie entre l'alimentation et l'ablation. Au début de la formation du glacier, le second facteur était presque nul et ainsi, peu à peu, les névés, tombant dans la vallée, y ont formé une masse sans cesse grossissante; mais en même temps l'action calorifique en jeu sur la surface du glacier allait toujours en augmentant de puissance; la progression du glacier a donc dû s'arrêter, et le point où l'extrémité libre est arrivée marque la région pour laquelle, *à l'instant considéré*, les deux influences sont devenues égales.

Si ces deux influences étaient constantes, c'est-à-dire si, la quantité des neiges hivernales restant toujours la même, la température ne subissait, de son côté, aucun changement, le volume du glacier, ainsi que la situation de son extrémité libre, seraient invariables. Tel n'est pas le cas qui se réalise habituellement et nous aurons plus loin à faire ressortir les importantes conséquences qu'entraîne la variation continuelle des deux facteurs en question. Toutefois, ces changements ne réagissent que sur le *régime* des glaciers, dont la puissance, comme agent géologique, n'en peut être affectée que sous le rapport de l'intensité. C'est pourquoi, dans un premier aperçu, destiné à mettre en lumière la nature propre des phénomènes glaciaires, nous supposerons, pour plus de simplicité, que l'alimentation soit constante aussi bien que l'ablation.

Digitized by Google

Glaciers encaissés; Glaciers suspendus. — Mais avant d'aller plus loin, il convient d'établir une distinction entre les glaciers qui occupent des dépressions profondes et ceux qui cheminent simplement sur une pente continue avec celle où se produisait l'accumulation des névés. Dans le premier cas, toutes les circonstances propres à favoriser la formation du glacier se trouvent réunies; d'une part, toute dépression profonde a pour origine, en général, un cirque à parois convergentes, de sorte qu'elle doit recevoir et concentrer en un même point une masse considérable de névé. D'autre part, elle offre à la glace, par la raideur de ses parois, une protection efficace contre la radiation solaire. Il doit donc s'y produire un glacier important par son volume comme par sa longueur. Au contraire, sur une pente dépourvue de dépressions, il y a bien encore, sans doute, transformation successive de la neige en névé et de ce dernier en glace; mais au lieu de se concentrer, la glace s'étale à mesure qu'elle descend, et comme c'est par la surface libre que l'ablation s'exerce, la progression de l'extrémité est bien vite arrêtée. D'ailleurs l'alimentation ne peut provenir que des crêtes qui dominent immédiatement le glacier, c'est-à-dire qu'elle est plutôt divergente que convergente. Aussi les *glaciers suspendus*, comme on les appelle, offrent-ils ce caractère de s'arrêter sur les pentes sans pouvoir parvenir jusqu'aux vallées voisines. On en peut voir plusieurs dans le massif du mont Blanc, par exemple entre le glacier des Bossons et la mer de Glace et tous, formant une ceinture dentelée autour de la crête des Aiguilles, contrastent, par leur étendue restreinte, avec les deux grands fleuves de glace entre lesquels s'étend la vallée de Chamonix.

Notre but étant d'étudier les phénomènes glaciaires dans leur expression la plus nette, nous commencerons par porter exclusivement notre attention sur les glaciers encaissés, instruments géologiques beaucoup plus efficaces que les glaciers suspendus.

Cela posé, une première question s'offre immédiatement à nous. Puisque l'alimentation d'un glacier a lieu presque uniquement à sa jonction avec les névés, tandis que l'ablation s'opère par toute la surface et spécialement dans le voisinage de l'extrémité, de quelle manière se fait cet échange qui, dans le cas simple où nous nous sommes placés, doit assurer l'invariabilité des dimensions de la masse de glace? Ici intervient une notion nouvelle, celle du mouvement des glaciers.

§ 2

MOUVEMENT DE LA GLACE

Progression des glaciers. Ses lois. — L'expérience a depuis longtemps enseigné aux montagnards que la glace, malgré son apparente immobilité, chemine dans le sens de sa pente. Les objets qu'on y laisse tomber se retrouvent, plusieurs années après, à un niveau inférieur et c'est ainsi qu'en 1861 on a vu sortir, du

Digitized by Google

pied du glacier des Bossons, les vêtements des victimes de l'accident survenu en 1820 au Grand Plateau. L'échelle que les guides de Saussure avaient abandonnée en 1788 au pied de l'Aiguille Noire fut revue par Forbes, en 1832, à 4050 mètres en aval, ayant ainsi progressé, en moyenne, de 92 mètres par an et, en 1845, Ch. Martins en retrouva les débris à 4420 mètres plus bas. D'ailleurs les blocs de pierres qu'un glacier accumule à son extrémité libre proviennent, la plupart du temps, de roches qu'on trouve en place sur les crêtes au milieu desquelles il prend naissance, et ces blocs ont dû évidemment être charriés par la glace jusqu'au point où on les observe.

Le mouvement des glaciers a été l'objet de mesures précises, exécutées par divers observateurs, depuis Hugi, Agassiz et Forbes jusqu'à Tyndall ; on se sert habituellement de piquets, plantés sur une ligne transversale, à la surface d'un glacier, et observés régulièrement des deux rives à l'aide du théodolite. On a constaté de cette manière, non seulement que les glaciers cheminent, mais que leur déplacement obéit à des lois générales identiques avec celles qui régissent le mouvement de l'eau dans les rivières. Ainsi le déplacement est plus rapide au centre que sur les bords et à la surface qu'au fond. La vitesse augmente dans les étranglements et diminue quand le glacier s'élargit; dans les tournants, il y a surélévation du glacier sur la rive convexe et la ligne du maximum de vitesse se rapproche de la rive concave. Enfin, au passage des gorges, il y a ralentissement en amont, accélération et gonflement vertical au passage de la gorge.

Ce sont là, sans exception, les lois du mouvement de l'eau courante. Il n'y a de différence que dans le chiffre de la vitesse. Du reste, avant que ce résultat eût été mis hors de doute par des mesures de précision, le chanoine Rendu avait affirmé, dès 1841, qu'entre la mer de Glace de Chamonix et une rivière la ressemblance est complète, au point qu'il serait impossible de signaler dans un de ces courants un phénomène qui ne se retrouvât pas dans l'autre.

Vitesse en divers points. Bandes boueuses. — La vitesse d'un glacier, à la surface, varie depuis $0^m,025$ ou $0^m,050$ jusqu'à plus de $1^m,25$ par 24 heures. En été, la vitesse de la mer de Glace varie depuis $0^m,50$ à Trélaporte jusqu'à $0^m,90$ au Montanvert. En ce même point, la vitesse est de $0^m,61$ sur le bord oriental concave, de $1^m,03$ au filet du maximum, de $0^m,85$ au milieu et de $0^m,27$ seulement sur le bord convexe. Enfin, sur une section verticale de 45 mètres, prise au mont Tacul, Tyndall a mesuré les vitesses suivantes, par 24 heures : à la surface, $0^m,18$, à 34 mètres de profondeur, $0^m,135$, et au fond, $0^m,08$ (1).

Le ralentissement que subit le mouvement d'un glacier au contact des parois de son lit se traduit quelquefois aux yeux, d'une manière très nette, par l'allure de la surface, lorsqu'il y donne lieu au phénomène des *bandes boueuses* (fig. 45). Quand la pente d'un glacier se brise brusquement, il en résulte une véritable cascade de glace, comme celle du Géant, au pied de laquelle de menus débris,

(1) Tyndall, *op. cit.*, p. 80.

Digitized by Google

pierres et graviers, charriés par la glace d'amont, s'accumulent en demi-cercle pendant toute une saison. Emportés par le mouvement de progression, ces débris, mélange de sable et de boue, cheminent à la surface du glacier, formant une courbe dont la convexité s'accuse de plus en plus à mesure de la descente, le milieu prenant sur les deux extrémités une avance qui va toujours en grandissant. Les bandes boueuses de la mer de Glace se voient très bien lorsqu'on regarde du haut de la Flégère, d'où l'on peut constater qu'elles ont en effet la cascade du Géant pour point de départ. Tyndall en a compté dix-huit entre Trélaporte et le Montanvert, c'est-à-dire sur un espace d'environ deux kilomètres. Par suite, l'écartement de ces bandes serait d'environ 110 mètres, soit, à peu de chose près, le parcours moyen annuel de la glace dans ces parages. Ainsi chaque bande boueuse représenterait bien le tribut d'une année.

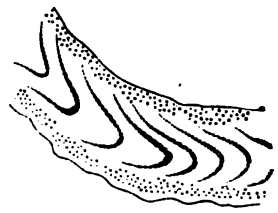

Fig. 45. — Bandes boueuses d'un glacier.

Reconnaissons cependant que, pour quelques observateurs, les bandes boueuses ne seraient autre chose que le résultat de l'apparition à l'extérieur, sous la forme de gradins successifs, des tranches annuelles dont le glacier se compose, et dont les bords paraissent noirs par suite de la fusion des menus débris qu'elles contiennent (1).

Si l'on prend $0^m,305$ par 24 heures comme moyenne du mouvement d'ensemble de la mer de Glace, on peut calculer qu'il faudrait 120 ans à la glace pour aller du col du Géant à l'extrémité du glacier des Bois. Or la Seine chemine avec une vitesse de $0^m,50$ par seconde et celle des grands fleuves atteint environ $1^m,50$; on voit ainsi qu'un glacier peut être considéré comme un appareil naturel ayant pour effet de retarder l'écoulement d'une certaine partie des précipitations atmosphériques en les ralentissant dans la proportion de 1 à 150 000 au moins.

Ici se présente une observation qui établit, entre les glaciers et les rivières, une différence essentielle. La vitesse des premiers est influencée par la température, tandis que celle des rivières ne dépend que du débit et de la pente. On a reconnu que la vitesse moyenne d'un glacier, en hiver, est à peu près *la moitié* de la moyenne d'été; et tandis que le maximum observé en juillet, sur la mer de Glace, a été de $1^m,58$ en 24 heures, le maximum d'hiver n'a jamais dépassé $0^m,46$. Ce résultat permet de rejeter immédiatement l'hypothèse qui attribuait la progression des glaciers à l'expansion de l'eau venant se congeler dans les crevasses; dans ce cas, en effet, le mouvement eût dû atteindre sa plus grande intensité la nuit et en hiver. Or c'est le contraire qu'on observe.

La vérité est qu'un glacier se comporte comme *un fleuve imparfait, dont l'analogie avec les eaux courantes croît à mesure que la température s'élève.* Mais comment une telle analogie peut elle s'établir avec une matière ena pparence aussi

(1) Voir Ch. Martins : *Revue des Deux Mondes*, 1867.

Digitized by Google

fragile que la glace, incapable de supporter aucun effort de tension et semblant offrir, en toutes choses, des propriétés diamétralement opposées à celles des liquides comme à celles des corps élastiques?

Plasticité de la glace. Regel. — Pour résoudre ce problème, il convient de remarquer que tous les glaciers bien caractérisés sont situés dans des gorges profondes, situées notablement au-dessous de la limite des neiges persistantes et que, par suite, leur partie principale est habituellement soumise à l'influence d'une atmosphère dont la température moyenne est supérieure à zéro. Or dans ces conditions, la glace acquiert des propriétés spéciales.

M. Bianconi (1) a montré, par des expériences directes, que par des températures comprises entre $+ 1^{\circ}$ et $+ 6^{\circ}$, une barre de glace, chargée à l'une de ses extrémités, pouvait affecter une flexion sensible. L'expérience est d'ailleurs moins facile avec la glace hyaline des lacs qu'avec celle qui provient de la compression de la neige. En 1871, dans les carrières souterraines de Paris, on a pu voir, au plafond de l'une d'elles, une plaque de glace qui s'était recourbée à angle droit sans se rompre, soutenant encore un fragment du toit, détaché par la gelée. Ainsi, quand la température ambiante est au-dessus de zéro, la glace manifeste une sorte de plasticité intrinsèque, probablement due à la petite quantité d'eau de fusion que le contact de l'atmosphère fait naître dans sa masse.

Mais de plus la glace possède la propriété du *regel*. Des morceaux de glace pilée ou de neige, comprimés à la presse hydraulique dans des moules, y donnent naissance à une masse laiteuse qui prend toutes les formes possibles et qu'on peut même faire écouler par des orifices étroits sous la forme de bâtons cylindriques. On a expliqué cette propriété en disant que la pression commence par liquéfier une partie de la glace et qu'ensuite l'eau de fusion, en se congelant de nouveau, soude ensemble les divers fragments. Quoi qu'il en soit, il est certain que les expériences instituées par Tyndall et Helmholtz pour mettre en évidence la plasticité de la glace sous l'influence de la pression, ne réussissent bien que par une température supérieure à zéro. Enfin si l'on réfléchit que presque toute la masse de la glace est granuleuse et plus ou moins parsemée de bulles d'air auxquelles l'eau de fusion peut se substituer; que, de plus, entre les grains qui la composent il subsiste un réseau d'innombrables fissures capillaires, aptes à se laisser traverser par les eaux d'infiltration; on reconnaîtra que l'ensemble des conditions auxquelles un glacier se trouve soumis est de nature à donner à ses particules une certaine mobilité.

D'après cela, un glacier est une masse imparfaitement fluide en raison de la température de l'atmosphère ambiante. En outre, sa continuité, sans cesse interrompue par le phénomène des crevasses, est continuellement rétablie par le regel. Dans de telles conditions, la glace ne peut manquer de ressentir, au moins dans une faible mesure, l'influence des deux actions principales qui règlent la

(1) *Memorie dell' Accademia delle scienze di Bologna*, I, p. 155; IV, p. 15

Digitized by Google

manière d'être des fluides ; d'une part, la pesanteur qui sollicite leurs particules à descendre, d'autre part la pression hydrostatique, en vertu de laquelle les parties d'amont pèsent sur celles d'aval. C'en est assez pour expliquer le mouvement des glaciers et l'analogie d'essence qu'il présente avec celui des eaux courantes.

Remarquons du reste que c'est parmi les torrents, plutôt que chez les rivières, qu'il convient de chercher des points de comparaison pour les glaciers. Un champ de névé n'est autre chose qu'un *bassin de réception*, faisant converger vers un même point une grande quantité de neige. Le lit du glacier, toujours encaissé, est un véritable *couloir* ou canal d'écoulement, dont les conditions de pente sont celles du lit des torrents et où ne manquent ni les rapides ni même les cascades. Enfin nous verrons bientôt que, dans sa moraine terminale, un glacier offre l'exact équivalent du *cône de déjection;* d'où il résulte que l'épithète de torrents d'eau congelée est celle qui convient le mieux à ces remarquables produits de la transformation des névés.

Crevasses. — Si la glace offre, dans l'ensemble, une certaine plasticité qui suffit à rendre compte de son écoulement, il n'en est pas moins vrai qu'elle ne se prête que difficilement à de grands efforts de tension ou de compression. Aussi les uns et les autres se traduisent-ils, sur la surface des glaciers, par des crevasses, qui en sont un des traits les plus constants et les plus caractéristiques. Toutes les fois qu'un étranglement se produit, par lequel la masse est obligée de réduire sa section, il en résulte un véritable *laminage*, qui détermine la production de *crevasses longitudinales*, c'est-à-dire parallèles au sens dans lequel a lieu le glissement. Il est facile de reproduire cette structure par l'expérience, en comprimant un bloc de glace entre les deux plateaux d'une presse. On y voit naître des plans de séparation parallèles aux bases des plateaux, attestant l'effort des molécules pour glisser suivant la direction qui fait le plus grand angle avec le sens de la pression.

Des crevasses encore mieux marquées se forment aux points où la glace est sollicitée à s'allonger. D'abord, quand la pente est trop forte, la glace se brise en aiguilles ou *séracs*, destinés à s'écrouler les uns sur les autres. En outre, dans les parties relativement planes, l'inégalité de vitesse des bords et du centre fait naître des *crevasses transversales* ou *marginales* (fig. 46), qui, vues de haut et en regardant de l'aval à l'amont, apparaissent comme de gigantesques chevrons. En effet, si l'on trace, sur la surface, une ligne droite perpendiculaire au sens de l'écoulement, au bout de quelque temps, le milieu devant marcher plus vite que les extrémités, la ligne, de droite qu'elle était, sera devenue courbe et convexe vers l'aval. Il faudra donc qu'elle se soit allongée ; mais comme la glace est inextensible, la tendance à l'allongement suivant la courbe convexe fera naître, sur les deux bords, des lignes de rupture perpendiculaires à cette courbe, c'est-à-dire que les crevasses de droite feront avec celles de gauche un angle dont la pointe sera tournée vers l'amont.

Digitized by Google

Ces crevasses ne se produisent pas tout d'un coup. On voit d'abord apparaître, à la suite d'un craquement du glacier, une fissure presque capillaire, dont les

Fig. 46. — Crevasses marginales du glacier de Gorner.

bords vont s'écartant de plus en plus ; ce n'est qu'au bout de quelques jours ou même de quelques semaines que les deux lèvres de la fente laissent entre elles un gouffre béant, de plusieurs mètres de profondeur, que la paroi d'amont domine en surplomb, sa partie supérieure cheminant plus vite que sa base. Aussi cette paroi s'écroule-t-elle par fragments et ses débris vont s'entasser au fond de la crevasse, en attendant que le regel, déterminé par la pression, en fasse de nouveau une masse compacte. Enfin quand, à la suite d'un étranglement, le glacier s'épanouit comme il le fait, par exemple, à son extrémité libre, il s'y produit le même phénomène que dans une gerbe de blé serrée par un lien et qui, à l'extérieur se déploie en éventail. Mais la glace ne pouvant se dilater, cet épanouissement la divise en une série de feuillets verticaux divergents, séparés par des intervalles béants, qui sont les *crevasses frontales*.

Lorsqu'une crevasse se forme, elle se remplit de neige pendant la saison d'hiver ; comprimée dans la descente du glacier, en partie fondue pendant l'été, cette neige devient à son tour de la glace, mais sans avoir passé par l'état spécial de névé ; la masse d'un glacier offrira donc, non seulement une structure granuleuse résultant des névés et une stratification horizontale, produite par les chutes de neige tombées directement à sa surface, mais encore de nombreuses veines, irrégulièrement ramifiées, dont chacune provient du remplissage d'une ancienne crevasse. De là des irrégularités de structure qui, sur la masse, devenue compacte, de la partie inférieure d'un glacier, se traduisent par des diffé-

Digitized by Google

rences de coloration et sont la raison déterminante des formes déchiquetées et souvent fantastiques que prennent, en fondant au soleil, les prismes et les aiguilles des grands glaciers.

Structure veinée. — Les preuves abondent de la pression souvent considérable à laquelle le corps d'un glacier est soumis. Cette pression, en accélérant l'expulsion, à travers les fissures, des bulles d'air dont le névé était primitivement parsemé, donnent à la masse une compacité plus grande, qui s'accuse par une coloration bleue prononcée; telle est l'origine des *veines bleues* des glaciers, qu'on voit naître surtout au pied des cascades, c'est-à-dire en des points où la compression atteint son maximum. Mais on peut, dans certains cas favorables, acquérir une démonstration encore plus manifeste des mouvements intérieurs que la compression a fait naître. C'est ainsi qu'en 1875, au pied du Montanvert, il était facile d'observer, sur les parois des crevasses transversales, une structure rubanée très caractéristique. Des couches alternatives de glace et de petits fragments pierreux se montraient sur la tranche, plissées et contournées parallèlelement les unes aux autres comme sont si souvent les feuillets des schistes anciens. Ainsi la masse avait dû être énergiquement comprimée et cet effort, au lieu de la briser, l'avait seulement ployée et ondulée, grâce à la plasticité relative que lui donnait le mélange de la glace avec les fragments pierreux. Sans doute une série de chutes de neige étaient venues recouvrir à plusieurs reprises, pendant l'hiver précédent, une de ces traînées de menus débris comme en présente si souvent la surface du glacier; la partie supérieure de ce dernier avait acquis de cette manière une stratification en couches successives de neige et de débris et ces couches, soumises à l'énergique pression de l'un des étranglements de la mer de Glace, y avaient pris l'allure plissée qui vient d'être décrite. Sur une glace dépourvue de matières pierreuses, le phénomène eût simplement donné naissance à un réseau plus ou moins capricieux de veines bleues.

§ 3

DIMENSIONS ET CARACTÈRES PHYSIQUES DES GLACIERS

Causes qui règlent la longueur d'un glacier. — D'après ce qui a été précédemment expliqué, la longueur d'un glacier est en rapport avec l'importance du champ de névé qui l'alimente. Des deux facteurs qui déterminent la masse d'un glacier, alimentation et ablation, le premier seul peut croître, en quelque sorte indéfiniment, tandis que, dans une vallée de section moyenne et à pente faible, l'ablation demeure sensiblement constante, ne dépendant que de la température extérieure. Si donc les champs de névé d'un puissant massif montagneux sont disposés de manière à écouler leur trop-plein dans une même direction, la masse du glacier résultant de leur transformation pourra être assez grande pour que ce dernier doive s'avancer dans sa vallée à une très grande distance de son origine. Déjà les glaciers

Digitized by Google

du mont Blanc, dont le pied ne descend pas au-dessous de 1000 mètres d'altitude, peuvent cheminer, pendant la dernière partie de leur cours, au milieu de champs cultivés et de vergers, à quelques pas des fleurs et des fruits, que le voisinage du fleuve glacé n'empêche pas d'arriver à maturité. Mais l'exemple le plus remarquable est offert par le glacier de Waiau, situé dans la Nouvelle-Zélande, par 43°35′ de latitude méridionale, c'est-à-dire sous une latitude égale à celle de Cannes et d'Antibes. Alimenté, grâce à son exposition occidentale, par des précipitations atmosphériques dont la masse atteint près de 3 mètres d'eau par an, ce glacier descend jusqu'à 212 mètres au-dessus du niveau de la mer, exactement comme font, à 20 degrés plus loin de l'équateur, certains glaciers de la Norvège ; et pendant que le bord immédiat du glacier est entouré de hêtres et de conifères spéciaux, on voit croître, à quelques centaines de mètres de distance, des fougères arborescentes, des palmiers et des Dracæna. Ainsi la glace, si bien à sa place dans les hautes régions, d'où la vie organique est absente, peut, sous l'impulsion de puissantes masses de névé, arriver jusqu'en des points où sa présence semble un véritable paradoxe climatérique.

Épaisseur, pente et section des glaciers. — L'épaisseur d'un glacier est très variable, puisqu'elle dépend, non seulement du rapport établi entre l'alimentation et l'ablation, mais encore du profil plus ou moins encaissé de la vallée. On estime que la puissance de la mer de Glace est d'au moins 150 mètres ; celle du glacier de l'Aar atteint en certains points 400 mètres ; dans les régions polaires, on a observé des glaciers de 600 mètres.

La pente moyenne de la mer de Glace de Chamonix est de 5 à 6 degrés ; le puissant glacier d'Aletsch n'est incliné que de 4 degrés et il est des masses de glace qui coulent au fond de gorges dont la pente n'atteint pas 3 degrés. En revanche, les glaciers du mont Rose et du Finsteraarhorn penchent de 10 à 20 degrés, celui de Grindelwald a jusqu'à 27 degrés dans sa partie supérieure ; enfin certains glaciers suspendus atteignent 30 et même 50 degrés sans que, pour cela, il s'y produise des glissements en masse, tant est grande l'adhérence d'un glacier sur son fond.

Théoriquement, la section transversale d'un glacier devrait offrir une ligne convexe à la surface libre. En effet, c'est à la jonction du glacier avec les parois de sa vallée que l'ablation doit atteindre, en général, son maximum d'intensité, car c'est là que s'exerce le rayonnement des parois rocheuses, bien plus efficace que l'action solaire directe. Tel est, du reste, le cas de la mer de Glace dans la plus grande partie de son cours ; mais l'inverse peut se produire quand les parois encaissantes sont à la fois très escarpées et très ébouleuses : dans ce cas, les débris s'accumulent à droite et à gauche sous forme de talus et protègent la glace contre le rayonnement. Alors l'ablation ne se fait plus que par le milieu et le profil devient nettement concave. C'est ce qu'on observe, en particulier, dans le glacier de Vernagt.

Ruissellements superficiels. Moulins, Grottes. — La fusion superficielle

Digitized by Google

des glaciers s'accomplit, en été, avec une assez grande rapidité pour que, en Suisse, l'épaisseur de la glace fondue au mois d'août soit, en moyenne, de 3 à 4 centimètres par jour. M. Desor a même constaté, en un point particulier du glacier de l'Unteraar, une ablation qui, pendant plusieurs mois, s'est élevée à 7 centimètres par 24 heures.

L'eau résultant de la fonte donne lieu à de nombreux petits ruisseaux qui serpentent à la surface des glaciers jusqu'à ce qu'ils viennent s'engouffrer dans des crevasses. Sur le glacier de Gurgl, dans l'Œtzthal, Sonklar a observé, au mois d'août, tout près de la base des névés, cinq ruisseaux superficiels, dont le débit total était de 200 litres par seconde. Quelquefois ces eaux, en pénétrant dans une mince fissure, l'élargissent peu à peu et finissent par en faire un puits circulaire dit *moulin*, qui traverse toute l'épaisseur de la glace. On a pu mesurer un moulin de 58^{m} de profondeur sur le glacier de l'Aar et un autre de 232^{m} au Finsteraar.

Une fois arrivés au fond, les courants d'eau se frayent un chemin plus ou moins tortueux, sur le lit même du glacier et vont sortir par son extrémité inférieure, en débouchant le plus souvent par une grotte ou du moins par une arcade creusée dans la glace, dont le pied a facilement fondu sous l'influence de la température de l'eau courante. Les torrents qui sortent ainsi du pied des glaciers, réunissant le produit de tout ce que l'ablation enlève à la surface, sont parfois assez considérables. Le débit de l'Aar, à sa sortie des glaces, oscille entre 4 et 23 mètres cubes par seconde. Mais il arrive quelquefois qu'au fort de l'hiver le froid arrête le torrent, l'arcade terminale étant complètement obstruée par la neige et la glace. Ainsi l'Arveiron, émissaire de la mer de Glace, tarit entièrement en 1839.

Tables de glaciers. Effet des petites pierres. — L'ablation directe, s'exerçant par la surface libre du glacier, atteint son minimum partout où cette surface est protégée contre les radiations solaires. Ainsi de grandes accumulations de pierres empêchent la glace de fondre. De grosses pierres isolées produisent le même effet sur la portion de surface qu'elles recouvrent, si ce n'est à leur contact immédiat avec la glace, où leur rayonnement détermine une certaine fusion. Au bout de quelque temps, un gros bloc est destiné à se trouver en saillie sur le glacier, porté par un piédestal auquel il a servi d'écran. On donne le nom de *tables de glaciers* (fig. 47) à ces blocs perchés, dont quelques-uns n'ont pas moins de 20 à 25 mètres carrés de superficie et qui offrent souvent l'apparence de dolmens. Jamais ces pierres ne sont horizontales; éclairées obliquement par le soleil de midi, elles réchauffent par rayonnement la face méridionale du pilier qui les porte; cette face fond donc plus facilement que les autres et ainsi la pierre s'incline dans le sens du méridien, jusqu'à ce que, son support étant devenu trop faible, elle retombe à la surface pour se retrouver bientôt après suspendue sur un nouveau piédestal.

Fig. 47. — Table de glacier.

Digitized by Google

Si les grosses pierres exercent sur les glaciers un effet de protection, il en est tout autrement des petites, surtout quand leur couleur est foncée ; absorbant énergiquement la chaleur, elles liquéfient la glace tout autour d'elles et finissent par occuper le fond d'une sorte de cuvette pleine d'eau ; mais leur rôle calorifique ne s'arrête pas là ; elles réchauffent l'eau qui les entoure et cette dernière approfondit la cuvette, l'eau douce, dès qu'elle est parvenue à + 4°, tendant à descendre, en vertu de sa plus grande densité. Il se forme ainsi des trous plus ou moins profonds, qui parfois donnent à la surface d'un glacier l'aspect d'un véritable crible.

Exemples de glaciers. Alpes suisses. — Le massif des Alpes suisses, tant par la hauteur de ses cimes que par la puissance des groupes entre lesquels il se partage, constitue un condenseur essentiellement propre à l'accumulation des neiges . Les vents d'ouest et de sud-ouest y apportent une proportion d'humidité suffisante pour que, même dans la plaine suisse, la chute d'eau annuelle soit de $0^m,80$ à 1^m, c'est-à-dire supérieure d'un quart ou d'un cinquième à ce qu'elle est pour la France. Au Saint-Bernard, la chute, transformée en eau, atteint 2 mètres et, sur le versant méridional, qui s'élève d'une manière subite au-dessus des plaines de la Lombardie, obligeant les masses d'air à accomplir un travail d'ascension considérable, il tombe, dans les années pluvieuses, jusqu'à 3 mètres d'eau ou la quantité de neige équivalente.

Comme d'ailleurs les divers massifs de la Suisse sont très découpés et séparés les uns des autres par de profondes échancrures, tout en conservant une large surface pour l'amoncellement des névés, toutes les conditions favorables à la formation de grands glaciers y sont réunies. Aussi compte-t-on en Suisse plus de 1000 glaciers, occupant une surface totale de 2,096 kilomètres carrés (1). Le plus important est le glacier d'Aletsch, dont la longueur est de 24 kilomètres et la superficie de cent kilomètres carrés. M. Desor en a évalué le volume à 22 ou 24 milliards de mètres cubes. La mer de Glace de Chamonix, depuis le col du Géant jusqu'à la source de l'Arveiron, mesure 12 kilomètres. Le glacier de l'Aar en a 8 avec une largeur dont le maximum est de 1450 mètres. Son volume est de 2 400 000 000 de mètres cubes. Les glaciers de la Suisse exercent une influence des plus salutaires sur le régime des grands fleuves de l'Europe, car c'est en été, à l'époque où toutes les autres causes d'alimentation des rivières sont le moins efficaces, qu'ils laissent échapper le plus grand volume d'eau.

Quelle que soit l'ampleur des phénomènes glaciaires en Suisse, on peut dire que ce massif ne porte pas toute la quantité de neiges et de glaces dont son relief et sa température moyenne sembleraient devoir entraîner l'existence. En effet, nous avons vu que la ligne isotherme de zéro se tient dans ce pays, aux environs de 2000 mètres (2), tandis que la limite des neiges persistantes y est toujours au-

(1) Ch. Dufour et F. A. Forel : *Notice du bureau central de la commission hydrométrique suisse*, 1866.

(2) V. *ante*, p. 89.

Digitized by Google

dessus, s'élevant parfois à 2800. Aussi beaucoup d'observateurs admettent-ils que cette limite coïncide avec une ligne de moyenne température annuelle inférieure à — 4°. Ce résultat doit être surtout attribué à l'insuffisance des précipitations atmosphériques et il en résulte que, si ces précipitations devenaient plus abondantes, sans que rien fût changé au reste des conditions physiques de la contrée, les glaciers prendraient certainement en Suisse une beaucoup plus grande extension.

Tyrol. — Il existe aussi d'importants glaciers dans les Alpes tyroliennes et autrichiennes, notamment dans les massifs de l'Orteler, de l'Oetzthal et du Gross Glockner. Le groupe des monts de l'Oetzthal, bien que ses plus hauts sommets n'atteignent pas tout à fait 4000 mètres, compte plus de 200 cimes qui dépassent 3000 mètres. Les gorges profondes de ce massif renferment 229 glaciers, dont l'un, celui de Gepaatch, a une longueur de 11 300 mètres. Cinq autres, parmi lesquels le glacier de Vernagt, ont plus de 7500 mètres. Le glacier de Pasterze, descendant du Gross Glockner, n'a pas moins de 10 kilomètres de longueur et fait partie d'un groupe de 254 champs de glace (1).

Pyrénées. — Les Pyrénées ne reçoivent les précipitations atmosphériques venant du sud-ouest qu'après que ces dernières se sont progressivement élevées sur les hauts plateaux de l'Espagne. Ce n'est que du côté du nord que la chaîne offre une barrière abrupte, obligeant les masses d'air à s'élever brusquement ; mais les vents du nord étant très pauvres en vapeur d'eau, il en résulte que les Pyrénées sont mal alimentées de neige. D'ailleurs cette chaîne, située à une plus basse latitude que celle des Alpes et moins importante quant à la valeur absolue de son relief, s'allonge sous la forme d'une simple crête rectiligne qui ne présente nulle part, comme les Alpes, de ces massifs largement étalés dont toute la masse peut recevoir des névés. Il n'y a donc plus de glaciers que dans la partie centrale des Pyrénées, notamment autour de la Maladetta et encore tous appartiennent-ils à la catégorie des glaciers suspendus, aucun d'eux ne descendant actuellement dans les vallées.

On peut même aller plus loin et reconnaître, avec M. Schrader (2), l'influence prépondérante du vent dans la formation de ces amas neigeux qui deviennent les glaciers pyrénéens. Quant le vent est obligé de s'élever pour franchir une crête, il existe en général, au delà de la ligne culminante, une région, tangente au versant descendu par le courant d'air, où l'atmosphère est relativement en repos. La neige tend donc à s'y accumuler par entassement, sous la forme d'une ellipse allongée. D'autres fois, c'est en avant de l'obstacle, quand sa face opposée au vent est abrupte, que se fait le remous et alors l'entassement a lieu par abandon du côté du vent, donnant lieu à des amoncellements aux formes beaucoup plus ramassées. Au premier type appartient le glacier du cirque de Gavarnie, tandis que celui du Vignemale se rapporte au second. Il est inutile d'insister sur la

(1) Sonklar in Reclus : *l'Europe centrale*, p. 146.
(2) *Annuaire du club alpin français*, 1877, p. 443.

Digitized by Google

différence que doivent présenter les glaciers des Alpes, produits de l'écoulement des champs de névé, avec ces traînées de neige pyrénéennes, toujours sans profondeur et ne recevant le tribut d'aucune avalanche qui puisse compter.

Scandinavie. — Ce n'est qu'au voisinage du cap Nord que la Scandinavie offre le spectacle, si fréquent dans les régions arctiques, de glaciers descendant jusqu'à la mer. Tel est celui dont la pointe vient s'écrouler dans les eaux du Jökel-Fjord (1). Au sud de ce point, les glaciers sont nombreux, entourant des champs de névés comme le Svartisen ou Glacier noir, qui couvre de 600 à 800 kilomètres carrés, le Store-Borgefjeld, qui en a 380, mais surtout, dans la Norvège méridionale, le Justedal, dont la superficie est de 900 kilomètres carrés. Dans cette dernière région, la limite des neiges persistantes varie de 1200 à 1400 mètres et plusieurs glaciers descendent au-dessous de 500, de 400, voire de 300 mètres. Il est même un glacier, issu du Folgefonn, qui ne s'arrête qu'à 50 mètres au-dessus des eaux du Sogne-fjord.

Cependant même les plus vastes glaciers du Justedal ont à peine le septième de la surface du glacier d'Aletsch, ce qu'on explique par la forme des champs de névés de la Scandinavie, beaucoup moins convergents que ceux des Alpes et présentant un fond très peu incliné (2).

Les glaciers scandinaves se déplacent d'ailleurs comme ceux de la Suisse. Forbes a évalué leur progression annuelle à 51 mètres et a cru même remarquer qu'à la suite de l'interruption causée par l'hiver, le mouvement des glaces norvégiennes était plus rapide en été que celui des glaces alpines. Sur le glacier de Boium, on a mesuré, en juillet 1868, une progression de 0^m 50 par jour.

Islande. — Bien que l'Islande soit en grande partie couverte de neiges et de glaces, la limite des neiges persistantes est fort loin d'y descendre au niveau de la mer. Elle se tient, en moyenne, à 860 ou 870 mètres d'altitude (3). Le principal champ de névé de l'île est le Vatna ou Klofa-Jökull, qui s'étend sur sept à huit mille kilomètres carrés ; la pente en est très faible et le névé ne s'y transforme que très imparfaitement en glace. Les vrais glaciers occupent les vallées qui débouchent sur le pourtour de l'île et offrent, dans l'ensemble, les mêmes caractères que ceux de la Suisse. Le plus important est le Skrio-Jökull, qui descend jusque dans le voisinage de la mer, ne laissant entre elle et son extrémité libre qu'un étroit passage, dont la largeur, en 1874, n'avait pas 200 mètres. On remarque que les neiges descendent plus bas sur le flanc méridional du Vatna-Jökull que sur le versant nord, à cause des vents du sud, qui sont plus riches en précipitations.

Caucase. — Bien que la chaîne du Caucase ait une hauteur considérable et offre au moins six sommets d'altitude supérieure au mont Blanc, parmi lesquels l'Elbrous (5646^m) et le Kazbek (5045^m), le phénomène des neiges y est propor-

(1) Reclus : *l'Europe scandinave et russe*, p. 59.
(2) Id., *ibid.*, p. 67.
(3) Gunnlaugsson in Reclus : *l'Europe du nord-ouest*, p. 903.

Digitized by Google

tionnellement beaucoup moins marqué que dans les Alpes. Cela tient d'abord à la latitude plus méridionale du Caucase, ensuite au peu de largeur et à la forme rectiligne des crêtes, qui n'offrent pas de cirques où de grands champs de névé puissent se constituer. Huit glaciers descendent du Kazbek ; mais le plus long, le Devdoraki, ne dépasse pas cinq kilomètres ; son extrémité inférieure s'engage dans une gorge tellement étroite que la glace est obligée de s'y amonceler en une digue énorme ; quand cette digue vient à céder, ce qui est arrivé six fois depuis 1776 (1), un éboulis de glace, d'eau et de pierres, de plusieurs millions de mètres cubes, vient barrer le cours de la Terek. Le glacier le plus étendu est celui de Karagan, égal en longueur au glacier d'Aletsch. La plupart des fleuves de glace du Caucase s'arrêtent à 2410 mètres d'altitude ; mais il est à remarquer qu'ils descendent plus bas sur le versant septentrional que sur l'autre, bien que l'inverse ait lieu pour la limite des neiges persistantes, plus basse de 400 mètres sur le versant méridional. Cette apparente contradiction est facile à expliquer : la limite des neiges s'abaisse au sud à cause de l'abondance plus grande des précipitations sur ce versant ; mais les profondes échancrures capables de contenir de grands glaciers faisant défaut, ces derniers s'arrêtent sur les pentes ; au contraire, le versant nord, moins riche en neige, est beaucoup mieux découpé. Du reste, la partie du Caucase tournée vers la mer Noire étant sensiblement mieux pourvue de précipitations atmosphériques que l'extrémité qui aboutit à la mer Caspienne, la limite des neiges forme une ligne inclinée, s'élevant, de l'ouest à l'est, de 2900 à 3500^{m} sur la face méridionale, de 3300 à 3900^{m} sur la face septentrionale. De cette façon, les neiges persistantes se tiennent en moyenne, au Caucase, à 600 mètres plus haut que dans les Pyrénées, malgré l'égalité de latitude, à cause de la plus grande sécheresse du climat et de la chaleur des étés caucasiens (2).

L'Anti-Caucase est encore moins bien partagé sous ce rapport. Le mont Alagoz (4100^{m}) y est complètement libre de neiges en été et, sur la pente nord-ouest du Grand Ararat, les neiges persistantes ne se rencontrent, d'après Parrot, qu'à 4370^{m}.

Himalaya, Asie centrale. — Dans l'Himalaya et le Karakorum, malgré le voisinage des tropiques, la puissance du massif montagneux et l'abondance des précipitations atmosphériques suffisent pour engendrer des glaciers gigantesques. De la chaîne du Karakorum se détachent sept grands glaciers dont le moindre a 20 kilomètres de longueur sur 3 de largeur, tandis que le plus grand a 100 kilomètres sur 6^{k},5. L'un d'eux, celui de Baltoro, qui arrive jusqu'aux plaines de Yarkand, a 60 kilomètres de long et reçoit de nombreux tributaires. D'après M. Balfour (3), sa largeur en certains points serait de près de 20 kilomètres.

(1) Reclus : *l'Asie russe*, p. 78.
(2) Khodzko in Reclus : *l'Asie russe*, p. 71.
(3) Ch. Balfour : *Cycle of India*, 1871.

Digitized by Google

Néanmoins le phénomène glaciaire offre, dans l'Himalaya, des particularités qui méritent d'être notées. Tandis que, dans les Alpes, la quantité de neige augmente toujours à mesure qu'on se rapproche des cimes culminantes, il est vraisemblable que, sur la chaîne indienne, la zone neigeuse est loin de s'élever jusqu'aux plus hauts sommets. Ces derniers offrent souvent des parois rocheuses dénudées et leur base s'étale sur de véritables déserts sans neige (1), comme si tout le grand effort des précipitations atmosphériques avait dû se dépenser avant de les atteindre. De plus, ces manifestations extraordinaires, qui font arriver l'extrémité d'un glacier à 100 kilomètres de l'origine des névés, jusque dans les régions où la température moyenne est sensiblement plus élevée que celle des points atteints par les glaciers suisses, sont très locales et en rapport immédiat avec la configuration du sol, c'est-à-dire avec la profondeur et l'orientation des vallées. M. H. de Schlagintweit (2) a même remarqué qu'il y a proportionnellement moins de névés atteignant de basses altitudes dans l'Himalaya que dans les Alpes, parce qu'ils sont exposés à une trop grande insolation ainsi qu'à l'influence de pluies d'été très chaudes.

Les hautes chaînes de l'Asie centrale possèdent de grands glaciers, encore à peine connus. Le seul qui ait été exploré est celui de Zarafchan, qui alimente la rivière du même nom et dont les champs de névé forment un immense cirque dans le massif des monts Alaï. D'après M. Mouschkétow (3), ce glacier, qui reçoit six affluents latéraux très considérables, a 25 kilomètres et demi de longueur sur 1600 mètres de largeur, c'est-à-dire qu'il dépasse notablement les plus grands de nos glaciers européens. A son extrémité libre s'ouvre, dans la glace, une caverne d'où jaillit la rivière Matcha et qu'on peut suivre sur plus d'un kilomètre de longueur. En été, la température s'élève, pendant le jour, à la surface de la glace, jusqu'à 40°, tandis que la nuit elle s'abaisse jusqu'à — 6° et même — 8°.

Amérique. — Dans l'Amérique du Nord, la faible quantité de vapeur d'eau atmosphérique qui arrive actuellement jusqu'à la chaîne des montagnes Rocheuses n'y permet pas la formation de glaciers, malgré des altitudes supérieures à 4000 mètres. En revanche, dans la chaîne côtière qui borde le Pacifique, en dehors des masses de névé, descendant le long des pentes escarpées, comme on en observe en différents points, il y a, sur les flancs des cimes culminantes, de véritables glaciers. Le plus méridional est celui du mont Shasta, situé dans la sierra Nevada de Californie, par 41° 21′ de latitude nord. Les autres sont ceux des monts Hood, Adams, Saint-Helens, Rainier et Baker, ce dernier situé presque sous le 49e parallèle, à la limite des États-Unis et de la Colombie anglaise.

(1) Schlagintweit : *Reisen in Indien*, etc., IV, p. 522.
(2) Id., *ibid.*, p. 308.
(3) Voir *Bulletin hebdomadaire de l'Association scientifique de France*, 2e série, II, p. 548.

Digitized by Google

§ 4

EFFETS DE TRANSPORT DES GLACIERS

Puisqu'un glacier chemine sur son lit et que sa surface est assez solide pour porter des blocs de pierres, ces blocs doivent participer au mouvement général de descente et se rapprocher peu à peu de l'extrémité inférieure du glacier. Le fleuve de glace n'est donc pas seulement un agent physique, écoulant lentement le trop-plein des neiges au profit des rivières; c'est encore un instrument de transport, qui concourt à l'œuvre de la dynamique externe en amenant, dans les basses régions, les débris provenant de la destruction des hautes cimes.

Partout où les cimes ne sont pas recouvertes d'une calotte de neiges persistantes, comme celle qui couronne le mont Blanc et dont on croit que l'épaisseur atteint une soixantaine de mètres, leurs matériaux sont exposés, de la part des agents atmosphériques, à une constante dégradation. Les alternatives de chaud et de froid attaquent la masse de la roche; les neiges et l'eau provenant de leur fusion s'infiltrent dans ses fissures et quand cette eau se congèle, elle fait par sa dilatation l'office d'un coin qui divise les rochers en blocs; ces blocs tombent au pied des escarpements, soit par l'effet direct de la pesanteur, soit à la faveur des avalanches, et ainsi le voisinage des hautes crêtes montagneuses est jonché de quartiers de roche, reposant les uns sur les autres en équilibre souvent instable et d'autant plus nombreux que le terrain était plus riche en surfaces naturelles de division.

Cet effet de dégradation étant proportionnel à l'étendue des surfaces mises à découvert et à l'intensité des variations de la température, s'exerce bien plus activement sur les parois des vallées qui encaissent un glacier que dans le domaine des champs de névé. Il tombe donc chaque hiver, sur la surface de la glace en mouvement, des masses considérables de débris, qui naturellement s'accumulent au pied même des escarpements et forment, le long du glacier, deux traînées, appelées *moraines latérales*. Pour peu que la largeur de la gorge soit assez grande, les deux moraines ne se rejoignent pas et laissent entre elles un espace où la glace se montre à découvert.

La dimension des blocs qui tombent sur les glaciers n'a pour ainsi dire pas de limites. Ainsi, d'après Charpentier, le rocher dit Blaustein, masse de serpentine de 8000 mètres cubes, qu'on observe dans la vallée de Saas, se trouvait encore, en 1740, sur le dos du glacier de Mattmark. Avec ces gros blocs se trouvent de menus débris et des boues; mais peu à peu ces petits matériaux disparaissent, entraînés dans les crevasses ou pénétrant dans le corps même de la glace suivant le mode que nous avons décrit plus haut. Les ruissellements qui s'opèrent en été, sur le glacier, suffisent d'ailleurs pour en nettoyer la surface et, de cette manière, du moins au bout d'un certain parcours, les moraines latérales en arrivent à n'être plus guère formées que d'un entassement de gros blocs.

Digitized by Google

Il semble que ces blocs, tombant tour à tour dans les crevasses qui naissent sur leur passage, devraient disparaître dans l'épaisseur du glacier. Mais, d'une part, la chute des blocs les amène rarement à une grande profondeur et, avant qu'ils aient atteint l'extrémité du glacier, l'ablation superficielle, en diminuant peu à peu la nappe de glace qui les recouvre, les fait reparaître à la lumière. D'autre part, le mode même de cheminement de la glace doit tendre à rejeter à droite et à gauche tout ce qui a pu pénétrer dans l'intérieur. En effet, un bloc de rocher, engagé dans la glace, y subit des pressions différentes en ses différents points, la vitesse de progression étant plus grande au milieu que sur les bords. De là une résultante qui doit écarter les obstacles du milieu du courant en les accumulant contre les rives. Aussi a-t-on pu dire que la glace avait une tendance naturelle à rejeter de son sein toutes les impuretés qui altèrent son homogénéité.

D'après cela, un glacier simple est ordinairement séparé des parois qui l'encaissent par deux traînées latérales de gros blocs, qui se raccordent avec ces parois, quand elles ne sont pas verticales, à l'aide d'un talus d'éboulement, dont l'arête inférieure est longée, en été, par des eaux torrentielles. Quant à la glace, tantôt elle s'élève plus haut que ses moraines latérales, tantôt ces dernières la dominent. En effet, l'accumulation des blocs et l'alimentation du glacier sont deux phénomènes indépendants et un grand excès de névé, capable de faire gonfler beaucoup la masse d'un glacier, peut n'augmenter en aucune façon la chute des débris à sa surface. Au contraire, quand c'est l'ablation qui domine, l'épaisseur de la glace diminue au point que ses moraines latérales l'encaissent comme deux falaises; tel était, en 1880, le cas de la mer de Glace près du Montanvert, tandis que vingt-cinq ans auparavant le fleuve de glace coulait à pleins bords.

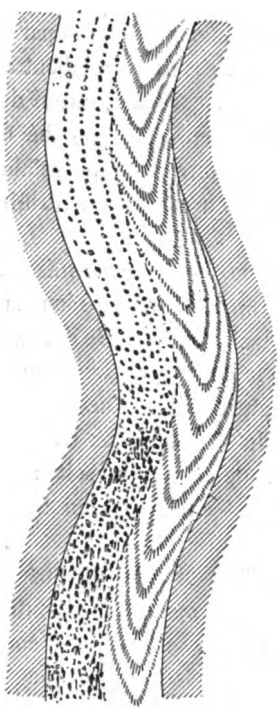

Fig. 48. — La mer de Glace entre Trélaporte et le Montanvert (d'après Tyndall).

Moraines médianes. — Lorsque deux glaciers se réunissent, la moraine latérale de droite de l'un d'eux se joint à la moraine de gauche de l'autre et il se forme de cette manière une *moraine médiane*, qui suit son cours en aval, indiquant avec une grande netteté la part qui revient à chacun des deux affluents dans la masse formée par leur jonction. La figure 48, empruntée à Tyndall, montre comment, sur la mer de Glace, le glacier du Géant, reconnaissable à ses bandes boueuses, demeure nettement distinct des quatre affluents qui s'y joignent à la pointe du Tacul. On voit de plus que ces derniers, après avoir conservé leurs moraines assez isolées,

Digitized by Google

les confondent peu à peu, par suite de l'éparpillement des blocs ; de telle sorte qu'avant d'arriver au Montanvert, le fleuve ne se compose plus que de deux parties de largeur à peu près égale : l'ancien glacier du Géant, avec sa surface blanche, hérissée de crevasses dont la crête ressemble à des vagues (d'où le nom de mer de Glace) et l'ensemble des glaciers de Léchaud et du Talèfre avec leurs affluents, disparaissant sous une nuée de débris à travers lesquels on n'aperçoit la glace que quand on marche dessus.

Une moraine médiane forme toujours, relativement à la surface générale du glacier, une saillie longitudinale (fig. 49). Cela tient à ce qu'elle protège efficacement, contre l'ablation, la glace qu'elle recouvre. Le même effet se produit avec plus d'intensité encore, lorsque plusieurs moraines médianes arrivent à se confondre en une seule. Dans ce cas, il n'est pas rare de voir la partie du glacier qui est recouverte dépasser de dix mètres le niveau de celle où la masse est directement exposée aux rayons du soleil.

Fig. 49. — Coupe d'une moraine médiane.

Les moraines fournissent quelquefois de précieux éléments d'information pour connaître la composition minéralogique de certaines parois de glaciers qui seraient difficilement abordables. Aussi longtemps d'ailleurs que plusieurs moraines médianes cheminent sans se confondre, chacune d'elles ne contient que les matériaux du bassin qui lui a donné naissance et quand le champ d'alimentation d'un glacier est assez étendu, il en peut résulter une grande variété dans la nature de ces traînées de blocs qu'il charrie à sa surface.

Les blocs des moraines médianes, subissant un simple transport sans frottement, conservent en général la vivacité de leurs arêtes, à moins que les matériaux qui les composent n'aient une grande tendance à s'arrondir au contact de l'air, comme c'est le cas pour certaines roches de la famille granitique. Quant aux moraines latérales, la pression qu'elles subissent de la part de la glace et des corps durs qu'elle charrie a pour conséquence d'adoucir les angles des blocs qui sont en contact direct avec le glacier; elles peuvent donc offrir un mélange de fragments à arêtes vives et d'autres à angles émoussés.

Moraine frontale. — L'accumulation et le transport des gros blocs ne pouvant dépasser l'extrémité libre du glacier, tous les éléments des moraines, soit latérales, soit médianes, s'y entassent sous la forme d'une *moraine terminale* ou *frontale*. Quand le glacier est largement étalé, cette moraine forme une digue convexe, plus puissante à ses deux extrémités qu'à son centre, où l'apport des matériaux est le moins actif. Mais lorsque le glacier donne naissance à un cours d'eau déjà important, comme l'Arveiron à sa sortie du glacier des Bois, la force du courant empêche la digue frontale de s'établir et les blocs, rejetés à droite et à gauche, forment seulement un immense remblai de déjection sur lequel le torrent se fraye un lit variable. Ce remblai, remanié par le torrent dans ses crues,

Digitized by Google

ne peut manquer d'offrir des caractères intermédiaires entre ceux d'une moraine proprement dite et ceux d'un cône de déjection torrentiel.

Les matériaux qui tombent dans les crevasses et que la glace ne rejette pas à droite et à gauche sembleraient devoir s'accumuler sur le lit même du glacier, dans toutes les dépressions qu'il présente et y constituer une *moraine profonde*. Cependant on n'observe rien de semblable quand on examine les parties du lit des glaciers suisses abandonnées par eux dans le grand mouvement de recul de 1860 à 1880. Les matériaux épars y sont l'exception et l'on ne voit que la roche encaissante à nu, supportant les pierres tombées de la moraine terminale à mesure que celle-ci reculait. C'est qu'en effet les gros blocs ayant été poussés de côté par la glace, les menus matériaux, sables, graviers et boues, sont entraînés par les ruisseaux sous-glaciaires jusqu'à l'extrémité libre. Aussi peut-on dire que, loin d'encombrer son lit, un glacier a une tendance marquée à le nettoyer de tous les matériaux meubles qui l'occupent.

Roches polies et striées. — L'énorme pression à laquelle les glaciers sont soumis et dont leur structure porte des traces si évidentes, ne peut manquer de les rendre aptes à produire, sur les parois de leur lit, des effets mécaniques très marqués. Mais, à l'inverse de ceux qui sont dus à l'eau courante, la force vive de l'agent physique n'y est pour rien. Il ne se produit ni chocs, ni affouillements, capables de détacher et d'entraîner des quartiers de roches. La glace se contente de presser avec une grande force contre le fond et les murailles de la gorge où elle chemine et cette pression, transmise aux blocs qu'elle contient dans son sein, en fait de véritables outils de *rabotage* et de *burinage*. Enchâssés dans la glace comme dans un manche solide, les cailloux anguleux appuient leurs angles contre les rochers et y tracent des stries indiquant le sens du mouvement de descente ; d'autres fois c'est la roche elle-même qui, plus dure, raye les cailloux du glacier, jusqu'à ce que ses saillies originelles, usées par la répétition de ce travail, disparaissent sous une surface uniformément arrondie et polie.

Sur les deux rives de la mer de Glace, on distingue du premier coup d'œil la bande de *polis*, s'élevant jusqu'à près de 3000 mètres d'altitude et dont l'allure arrondie forme un étrange contraste avec les contours si déchiquetés des crêtes qui la dominent. Aucune preuve n'atteste avec plus d'évidence l'énorme épaisseur que la glace atteignait dans ces parages, avant l'époque actuelle. Les stries ne sont pas nombreuses sur les roches dures, qui se laissent difficilement entamer : on y observe néanmoins quelques rainures assez profondes. Sur les calcaires durs, les stries se produisent avec la plus grande facilité et ressortent d'autant mieux que la surface prend le poli du marbre. Mais au bout de quelques années d'exposition à l'air, les stries du calcaire disparaissent entièrement. Elles ne peuvent se conserver qu'à l'abri d'un revêtement protecteur tel qu'un talus morainique. C'est ainsi que les rochers de Lourdes, admirablement polis et striés par l'ancien glacier du Gave, ont gardé tous leurs ornements à la faveur

Digitized by Google

de la boue glaciaire qui est venue s'appliquer contre leur surface et dont l'enlèvement, nécessité par la construction de la basilique, a mis à découvert, dans toute leur fraîcheur, ces parois de marbre finement burinées.

Les stries des parois d'un glacier, en un point donné, sont toujours parallèles entre elles et dirigées suivant le sens que le mouvement de la glace affectait en ce point. En général donc, elles sont descendantes; mais il peut aussi arriver qu'elles soient horizontales et même qu'elles aillent en montant, car lorsque la glace est obligée de gravir un obstacle, les matériaux qu'elle enchâsse et à l'aide desquels elle strie son lit, participent à ce mouvement d'ascension.

Roches moutonnées. — Sur le fond, le poids de la glace et des blocs, agissant par l'intermédiaire des sables fins et des graviers, fait l'office d'une meule, polissant tout ce qui s'oppose au mouvement de progression. Aussi, quand le glacier recule et laisse apercevoir son lit, on reconnaît que toutes les saillies tournées vers l'amont sont arrondies et mamelonnées, si bien qu'elles produisent une impression analogue à celle d'un troupeau de moutons endormis; d'où le nom de *roches moutonnées*, donné à cette structure, éminemment caractéristique des glaciers et d'autant plus facile à distinguer de l'œuvre des torrents que les roches en saillie ne sont moutonnées qu'à l'amont, leur face d'aval conservant la netteté de ses contours.

Boue glaciaire. — Le produit final de cet écrasement que les glaciers opèrent sur leur fond est une boue d'un gris d'ardoise, qui résulte de l'usure et de la trituration des roches et dont les particules extrêmement fines, tenues en suspension dans l'eau issue des glaciers, lui donnent cet aspect laiteux par lequel elle se distingue toujours. Quand cette boue trouve un espace tranquille où elle puisse se déposer, elle forme une argile compacte, dite *boue glaciaire*, que la finesse de son grain permet, en général, de distinguer des troubles charriés dans les torrents ordinaires. Sa couleur, tirant sur le bleu, accuse une formation qui s'est accomplie à l'abri de l'action oxydante de l'air et contraste avec la teinte généralement ocreuse des limons déposés par les eaux courantes.

Marmites de géants. Cailloux striés. — En outre, les torrents qui, surtout en été, se frayent un passage sous le corps du glacier, peuvent produire sur son lit quelques-uns des effets ordinaires des eaux torrentielles. En particulier, ils sont susceptibles d'y creuser, avec le secours des cailloux, des *marmites de géants* semblables à celles que nous avons déjà décrites.

Les cailloux dont le glacier s'est servi pour opérer le polissage de son lit n'accomplissent pas ce travail sans recevoir souvent, des parties dures de la roche, des blessures plus ou moins profondes. Ainsi se forment les *cailloux polis et striés*, tout à fait caractéristiques des formations glaciaires lorsqu'on les recueille en place, dans un amas non stratifié de débris de toutes grosseurs. Ces cailloux ayant souvent changé de position dans le glacier, les stries et les entailles peuvent s'y croiser dans tous les sens. Comme celles des roches en place, elles peuvent s'effacer par simple exposition à l'air; mais leur disparition est surtout

Digitized by Google

rapide quand les cailloux sont remaniés par des eaux courantes. Ed. Collomb a onstaté que si l'on agitait, dans un cylindre, des cailloux striés avec un mélange eau et de sable, quelques heures suffisaient pour enlever de leur surface toute ce d'incisions.

Résumé de l'action mécanique des glaciers. — Les effets mécaniques qui ment d'être décrits sont les seuls qui puissent être imputés à l'action propre glaciers. Nulle part, jusqu'à présent, on n'a vu ces derniers creuser ou iller un lit composé de roches dures, ni découper leurs parois comme font es torrents. Sans doute, en parlant du régime variable des glaciers, nous verrons que leur extrémité inférieure peut se déplacer en repoussant devant elle sa moraine terminale et en labourant profondément l'obstacle qui s'oppose à sa progression. Mais cet obstacle est toujours une ancienne moraine, déposée par le glacier dans une période antérieure, en sorte que celui-ci ne déplace, en réalité, que ce qu'il avait lui-même apporté. D'ailleurs, tous les blocs qu'il charrie à sa surface proviennent d'éboulements dans lesquels sa puissance propre n'est pour rien. En entraînant ces débris dans ses moraines, il se borne à enlever de son lit ce que le travail des agents atmosphériques tendait à y accumuler et, pendant ce temps, par le polissage des parois et du fond, il rend ce lit de moins en moins accessible à toute dégradation ultérieure; au point qu'après bien des siècles écoulés, les surfaces polies par le passage des anciens glaciers défient encore, dans les Alpes, des intempéries assez puissantes pour débiter les cimes voisines en fragments déchiquetés.

Un glacier n'est donc pas, comme un torrent, un instrument efficace d'érosion; c'est, pourrait-on dire, un merveilleux outil de *nettoyage*, qui excelle à déblayer une vallée et à en dresser convenablement les parois; c'est en outre un remarquable instrument de transport, unique en son genre pour faire cheminer des blocs que nulle eau courante ne pourrait entraîner et pour apporter, jusque dans le domaine des fleuves, les matériaux provenant des hautes cimes. Mais, autant qu'on en peut juger par ce qui se passe aujourd'hui sous nos yeux, un glacier ne crée pas sa vallée; il se borne à remplir, en la débarrassant de tous les éléments meubles, une gorge dont le creusement a exigé d'autres influences.

aison de ce nettoyage que les glaciers opèrent entre les parois encaissantes, ion des vallées glaciaires doit offrir une certaine différence avec celle des s d'érosion. Dans celles-ci (à supposer, bien entendu, qu'elles aient une torrentielle, ce qui est le cas du thalweg de tous les glaciers) le travail ssellement fait ébouler les versants et les façonne en talus qui viennent se dre au thalweg même, en sorte que le profil en travers affecte la forme V. Au contraire, un glacier emportant, pour les jeter dans sa moraine ale, tous les matériaux meubles qu'il rencontre, les parois de sa vallée sont abruptes et le fond présente une partie plate ou doucement arrondie ; la on transversale a donc plutôt la forme d'un U. Cette différence offre une

Digitized by Google

certaine importance et peut quelquefois permettre de distinguer les ravinements qui sont le produit exclusif de l'érosion de ceux à la formation desquels l'action glaciaire a eu part.

§ 5

RÉGIME VARIABLE DES GLACIERS

Éléments du régime d'un glacier. Importance des champs de névé. — Jusqu'ici nous avons supposé, pour plus de simplicité, qu'il y avait un rapport constant entre l'alimentation et l'ablation et qu'ainsi le volume d'un glacier demeurait invariable. Tel n'est pas le cas en réalité. La distribution des précipitations atmosphériques est loin d'être uniforme et la température, bien que, depuis un grand nombre d'années, sa moyenne se montre constante en chaque lieu, peut être fort inégalement répartie entre les diverses saisons. De là, dans les deux facteurs desquels dépend le volume d'un glacier, des variations continuelles qui réagissent sur ce volume et entraînent, par conséquent, de fréquents changements à la fois dans l'épaisseur du glacier et dans la situation de son extrémité libre. Ces derniers changements sont de beaucoup les plus sensibles et l'observation établit que, depuis les temps historiques, les glaciers ont été soumis à de continuelles oscillations, assez rapides pour qu'un intervalle de vingt ans permette de constater, sur leur extrémité, des déplacements d'un kilomètre.

Avant d'examiner ce que nous apprennent à cet égard, soit la tradition, soit une observation scientifique qui, malheureusement, remonte à peine à quelques années, cherchons à nous rendre un compte exact des éléments propres à déterminer le *régime* d'un glacier.

En premier lieu, l'alimentation dépend exclusivement de la quantité de neige tombée et comme c'est en hiver que les précipitations atmosphériques affectent, d'une manière permanente, la forme neigeuse, il suit de là que des hivers pluvieux dans les terres basses, neigeux sur les cimes, sont ce qui convient le mieux à l'alimentation des champs de névé. De tels hivers devront donc se traduire par une augmentation dans le volume des glaciers. Mais cette augmentation se manifestera suivant les cas, dans des proportions différentes et avec une rapidité variable, même en supposant que les circonstances de l'ablation soient partout identiques. En effet, c'est à l'origine d'un glacier, supposé parvenu à ce que nous appellerons son état moyen, que l'influence d'un excès de névé doit commencer à se faire sentir. Or si l'on tient compte de la lenteur avec laquelle chemine la glace, en admettant même que cet excès de névé, par le supplément de pression qu'il exerce à l'amont, augmente un peu la vitesse de progression, on reconnaîtra qu'il faut au moins plusieurs années pour que l'extrémité libre du glacier, toujours soumise, par hypothèse, aux mêmes actions calorifiques, en reçoive une impulsion sensible. Il est vrai que des hivers neigeux augmenteront

Digitized by Google

aussi, dans toute sa longueur, l'épaisseur du glacier par l'addition de couches superficielles et lui donneront par là une force plus grande. Mais l'effet qui en résultera ne peut être qu'une fraction de celui que déterminerait la convergence des névés accumulés sur toute l'étendue du cirque ou bassin de réception. L'action sera donc lente à se faire sentir; en revanche, une fois produite, elle devra se poursuivre pendant une période assez longue, proportionnelle à l'importance de l'excès de névé, c'est-à-dire à l'étendue du champ de réception.

Ainsi un large champ de névé agit, sur le glacier qu'il alimente, comme un *régulateur*. Il amortit les effets des brusques variations climatériques en les répartissant sur une plus longue période, absolument comme un grand lac assure la stabilité du régime d'une rivière ou comme une nappe souterraine étendue maintient, même contre une sécheresse prolongée, la constance des sources. D'où l'on peut inférer que, toutes choses égales d'ailleurs, ceux-là, parmi les glaciers, auront le régime le plus constant qui seront alimentés par les bassins de névé les plus considérables. La même conclusion s'applique, évidemment, aux glaciers qui reçoivent un grand nombre d'affluents, puisque chacun d'eux leur apporte le tribut d'un champ de névé. En résumé, toute augmentation dans les précipitations hivernales se traduira par une progression de l'extrémité du glacier, d'autant plus lente à se produire, mais aussi d'autant plus apte à persister, que le volume du glacier, proportionnel à l'importance des champs de neige, sera plus considérable.

Il résulte des observations de Hugi, récemment reproduites par M. Forel (1), que, pour le glacier de Grindelwald, le *retard de la période*, c'est-à-dire le temps qui s'écoule entre la chute d'un excès de névé et la progression de l'extrémité, est d'environ 20 ans. Ainsi le *Pfarrbuch* de Grindelwald enregistre de grandes neiges vers 1565 et c'est en 1585 seulement qu'a eu lieu la progression. Le maximum des chutes de neige s'étant produit en 1572, ce n'est qu'en 1593 que le glacier a atteint sa plus grande longueur. M. Forel pense que le recul actuel des glaciers suisses peut tenir à une période sèche qui s'est terminée en 1858.

Variations de l'ablation. — Quant aux variations de l'ablation, l'analyse en est plus délicate. L'élément principal est la chaleur et c'est en été que la puissance des radiations atteint son maximum; un excès de chaleur pendant la saison chaude entraînera donc, dans les glaciers, une diminution qui se fera sentir sur toute leur surface, directement atteinte par le soleil, comme sur l'extrémité libre. Cette diminution sera d'ailleurs immédiate; car, à l'inverse d'un excès d'alimentation, qui ne peut agir utilement qu'à l'origine du glacier, un excès d'ablation sera d'autant plus efficace qu'il s'attaquera à des parties plus éloignées de la région des neiges. Aussi, sur un glacier faiblement alimenté, une saison très chaude pourra déterminer de suite un recul rapide de l'extrémité libre, tandis que, sur une masse entretenue par un cirque étendu, elle ne pourra géné-

(1) *Essai sur les variations périodiques des Glaciers.*— Extrait de la *Biblioth. univ. de Genève, Archives des sciences*, juillet 1881.

Digitized by Google

ralement, du moins au début, qu'atténuer la progression causée par des hivers antérieurs ou, si le glacier était déjà stable, lui imprimer un très léger mouvement de recul.

Mais l'ablation ne dépend pas seulement de la chaleur. L'effet utile des rayons calorifiques varie beaucoup suivant les circonstances locales. Déjà nous avons fait ressortir l'influence protectrice qu'exercent les grosses pierres accumulées sur la surface d'un glacier, tandis qu'au contraire les menus débris en activent la fusion. Un glacier assez encaissé pour être presque entièrement recouvert par sa moraine sera donc beaucoup moins sensible qu'un autre aux variations de l'ablation; de telle sorte que, si la moyenne des précipitations hivernales ne change pas, l'excès de la chaleur estivale pourra ne l'influencer que dans une très faible mesure. C'est le cas du glacier de l'Aar qui, sur une longueur de 3600 mètres à partir de son extrémité inférieure, ne présente que 66 hectares de glace découverte, tandis que 280 hectares sont cachés sous les moraines.

L'orientation mérite aussi d'être considérée; tel glacier, tourné au midi ou à l'ouest et librement exposé aux vents du sud, fondra plus rapidement, à la suite d'une série d'étés chauds et secs, qu'un autre descendant au nord ou à l'est et garanti par de hautes crêtes contre les vents qui amènent la chaleur. Enfin la fréquence des brouillards, résultat de la configuration topographique, viendra atténuer, dans certains cas, l'intensité de l'ablation.

Discordance de glaciers voisins. — Pour tous ces motifs, un même ensemble de circonstances atmosphériques peut quelquefois se traduire de manières très différentes sur les glaciers qui descendent d'un même massif montagneux. Par exemple, il arrive quelquefois que deux glaciers voisins offrent une discordance dans leurs mouvements, l'un étant en voie de progression, tandis que l'autre est en voie de recul. Tel est le cas qui s'est présenté en Suisse, pendant 15 années, pour les deux glaciers de Gorner et de Findelen, que sépare seulement la crête du Riffelhorn et du Gornergrat. Le premier s'avançait encore dans sa vallée en 1859, tandis que le second avait commencé à reculer dès 1854. Mais, comme l'a fait remarquer M. Gruner (1), ce désaccord n'était qu'apparent et témoignait simplement de l'inégale sensibilité des deux glaciers, dont l'un était en retard sur l'autre. En effet, celui de Gorner possède un bassin d'alimentation très étendu et, de plus, il est assez encaissé pour être presque entièrement recouvert par sa moraine. C'est pourquoi, tandis qu'il est capable de traduire, pendant une assez longue période, l'influence d'une suite d'hivers neigeux, l'ablation a peu de prise sur lui. Au contraire, le glacier de Findelen est de dimensions restreintes et mal défendu contre le soleil, tant par son orientation que par l'absence de débris protecteurs à sa surface. Aussi est il beaucoup plus sensible aux variations du climat. Du reste, après une longue période d'avancement, à la fin de laquelle le taux de la progression avait fini par devenir insignifiant, le glacier de Gorner

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 73.

Digitized by Google

commençait, en 1860, une marche rétrograde qui dès 1866 était nettement accusée et avait atteint, en 1875, des proportions considérables, en rapport, selon M. Gruner, avec la diminution constatée par M. Plantamour (1), de 1861 à 1875, dans les précipitations hivernales de la Suisse. Il est d'ailleurs probable que s'il survenait un changement inverse, la progression du glacier de Gorner serait en retard sur celle de son voisin, beaucoup plus *impressionnable*, si l'on peut s'exprimer ainsi.

D'après les observations de M. Forel (2), il peut y avoir vingt ans de différence entre les commencements d'une période de recul ou de progression pour les divers glaciers suisses. Le recul des glaciers du mont Blanc ayant commencé en 1854, le glacier du Rhône n'a reculé qu'en 1857, celui d'Aletsch qu'en 1860 et celui de l'Unteraar qu'en 1871. Mais de 1872 à 1874, tous les glaciers de la Suisse, sans exception, ont été en voie de recul, de même que tous aussi s'avançaient ensemble en 1817 et 1818, ce qui prouve bien que leurs mouvements sont réglés par une cause d'ensemble, mais dont tous ne ressentent pas également vite l'influence.

Effets de la convergence des glaciers. — Il est une autre circonstance qui peut singulièrement accentuer les effets d'un changement de régime : c'est le cas où plusieurs glaciers, auparavant indépendants, viennent à se souder par leurs extrémités inférieures, par suite de la convergence de leurs vallées. Les conséquences de cette réunion, fruit de la disposition topographique du bassin, ont été très bien analysées par M. Cézanne (3), à qui nous empruntons les considérations qui vont suivre :

De même que plusieurs rivières, en se réunissant, forment un cours d'eau dont la largeur est moindre que la somme des largeurs des affluents, de même la réunion de plusieurs glaciers donne une masse totale dont la dimension transversale est sensiblement inférieure à la somme des dimensions de chacun. Ainsi le glacier du Géant, au mont Blanc, qui a 1036 mètres de largeur, donne, après sa réunion avec celui du Léchaud (754 mètres) et celui du Talèfre (585 mètres), la mer de Glace qui, à Trélaporte, a seulement 816 mètres (4), soit un tiers de la somme des largeurs composantes. En ce même point, on peut s'assurer que la largeur du glacier du Léchaud, telle qu'il est aisé de l'estimer par la position des moraines, est réduite au sixième de sa valeur primitive. Naturellement, cette réduction a pour conséquence une augmentation correspondante de la vitesse et de la profondeur du courant de glace. En même temps, la masse totale, devenue plus profonde, est mieux protégée contre l'ablation qui ne s'exerce que par la surface libre. De là résulte ce fait très intéressant, que la réunion de plusieurs glaciers, originairement indépendants, doit suffire, à elle seule, pour faire

(1) Gruner in *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IV, 79.
(2) *Op. cit.*, p. 27.
(3) Surell et Cézanne : *Études sur les torrents*, II, p. 500.
(4) Tyndall, *op. cit.*, p. 81.

Digitized by Google

progresser notablement leur extrémité commune. En effet, soient AB, CD, EF (fig. 50) trois glaciers séparés, dont les vallées viennent converger en un même point G. Dans cet état, chacun donne naissance à un torrent et les eaux réunies de ces trois émissaires n'ont aucune peine à s'écouler par la vallée principale GH. Mais si la quantité des précipitations neigeuses vient à augmenter, ou si la température des étés subit une réduction, les trois glaciers devront s'avancer d'une quantité correspondante. Supposons que cette progression soit telle que chaque glacier, s'il était seul, dût dépasser de très peu le point G. Le seul fait de leur convergence, en les obligeant à se loger ensemble dans un lit commun, plus étroit que la somme des lits composants, va contraindre le glacier total à s'avancer beaucoup au delà du point G, par exemple jusqu'en H, et plus il y aura de glaciers venant se réunir au courant principal, plus cet effet de progression sera marqué. Ainsi, qu'on se figure une aggravation des neiges alpines, faisant descendre jusqu'à la mer de Glace tous ces petits glaciers suspendus aux flancs des crêtes voisines et dont le produit s'écoule aisément sous la forme de ruisseaux torrentiels; non seulement la puissance du courant glacé s'augmentera de toute la masse résultant de la transformation des névés des cimes, mais le phénomène de la convergence, maintes fois répété, rendra l'ablation de moins en moins efficace, de telle sorte que l'extrémité libre, au lieu de s'arrêter au hameau des Bois, devra s'étendre au loin dans la vallée. Recueillant alors au passage le tribut du glacier des Bossons, le fleuve en recevra une force d'impulsion nouvelle et son extrémité, franchissant les défilés de l'Arve, ira gagner les approches de Genève. Mais ce n'est pas tout; une épaisse masse de glace ne remplit pas une vallée sans exercer une action réfrigérante sur les ravins secondaires qui viennent y aboutir. Dès que les trois glaciers de la figure 50 se seront réunis en un seul, les neiges s'accumuleront dans les ravins aa, bb; des glaciers y prendront naissance, qui s'ajouteront au courant principal et ainsi la *convergence des vallées* pourra multiplier dans une très large mesure l'influence d'une aggravation dans la *chute des neiges*.

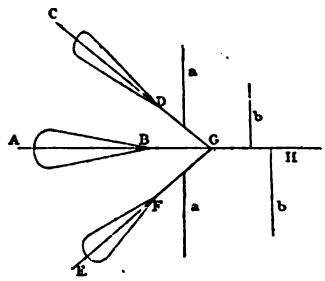

Fig. 50. — Effet de la convergence des glaciers.

Ces considérations font aisément comprendre comment, à l'époque dite glaciaire, le grand courant de glace de la vallée du Rhône pouvait, sans difficulté, pousser ses moraines jusqu'à Lyon. En effet, à cette époque, tous les champs de névé de la Suisse étaient devenus solidaires et non seulement les divers glaciers, aujourd'hui séparés, du versant français du mont Blanc envoyaient leur tribut vers Genève; mais, soit par la vallée de l'Arve, soit par celle du Trient, les glaces du mont Blanc venaient se joindre à celles du Rhône, démesurément agrandies par l'adjonction d'une foule d'affluents. Un tel effet n'exige, en définitive,

Digitized by Google

qu'une augmentation dans la somme des précipitations neigeuses et cette augmentation peut se réaliser sans que la température moyenne ait baissé : mais, une fois l'effet produit, l'influence des masses de neiges et de glaces accumulées ne manquera pas d'amener une aggravation du climat local : cette dernière se trouvera ainsi être la conséquence et non la cause du phénomène. Or l'accroissement de la quantité de neige réclame simplement une plus forte proportion de vapeur d'eau dans les masses atmosphériques que les vents et, en particulier, ceux d'hiver, amènent au contact des massifs montagneux ; cette vapeur n'y peut être introduite que par l'action du soleil dans les régions chaudes, d'où il résulte qu'un excès de chaleur dans les pays où se fait l'évaporation serait plus propre qu'un refroidissement général à faire naître de grands glaciers. Sans doute l'extension de ces derniers refroidira, par contact, la contrée immédiatement voisine ; mais cette influence pourra ne pas s'étendre au loin, et de même que les glaciers de la Nouvelle-Zélande poussent leur extrémité libre au milieu des fougères arborescentes, de même le glacier du Rhône a pu s'avancer jusqu'à Lyon sans que la température moyenne de ces parages fût nécessairement très inférieure à ce qu'elle est aujourd'hui.

Oscillations des glaciers dans la période historique. Suisse. — Ayant ainsi précisé les conditions générales sous l'empire desquelles s'accomplissent les changements de régime des glaciers, il est intéressant de chercher dans quelles limites ces changements paraissent s'être produits depuis que l'humanité a pris possession du globe. Malheureusement cette recherche ne saurait s'étendre très loin et les documents d'ancienne date font absolument défaut. Les populations primitives ont toujours professé, à l'égard des glaciers, une terreur qui les tenait à distance, et tout récemment encore M. Mouschkétow, voulant entreprendre l'exploration du glacier Zarafchan, dans le massif de l'Alaï, décidait à grand'peine quelques indigènes à l'accompagner, tant la croyance était enracinée dans le pays que celui qui mettait le pied sur le champ de glace était voué à une mort certaine.

Certains documents recueillis par Venetz (1) et par Godefroy (2) donneraient à penser, si l'on y pouvait ajouter foi, que de notables changements ont dû se produire, depuis le moyen âge, dans le régime des glaciers de la Suisse. C'est une tradition répandue dans la vallée de Chamonix, qu'autrefois le col du Géant, celui de la Fenêtre et celui de la Dent Blanche étaient parfaitement praticables et que, depuis trois siècles, les neiges ont envahi non seulement ces passages, mais encore de hauts pâturages d'été, anciennement parcourus par les bestiaux. Les premières cartes qui fassent mention de Chamonix, notamment celle du Hollandais Dankerts (1660), portent le tracé d'un chemin fréquenté entre le Prieuré et la vallée de la Doire, par le col du Géant, et c'est par là qu'au dire des habitants du pays les gens de Chamonix allaient à la messe à Courmayeur.

(1) *Essai sur la température des Alpes*, 1821.
(2) *Notice sur les glaciers*, 1840.

Digitized by Google

Mais d'une part, la carte de Dankerts es remplie d'erreurs grossières et, d'autre part, jamais aucun document authentique d'ancienne date n'a pu être cité à l'appui de ces allégations. Il paraît donc raisonnable d'y voir, avec M. Ch. Durier (1), une légende populaire fondée sur une fausse interprétation des relations ecclésiastiques établies entre l'Italie et la vallée de Chamonix ; car le Prieuré de cette localité, fondé au dixième siècle, dépendait de l'abbaye de Saint-Michel de Cluse en Piémont. L'absence des glaces, au seizième siècle, dans le voisinage du col du Géant est d'autant moins vraisemblable que, d'après des documents historiques conservés dans l'Oberland, le glacier de Grindelwald poussait sa moraine frontale, de 1600 à 1602, aussi loin qu'elle ait jamais été, tandis que, de 1602 à 1750, ce même glacier n'aurait fait que reculer (2). Aussi est-il prudent de n'apprécier les variations des glaciers qu'à l'aide des données recueillies depuis le commencement du siècle où nous sommes.

D'après Venetz, les glaciers du mont Blanc et du mont Rose étaient très réduits en 1811 ; de 1812 à 1818, leur progression fut rapide et inquiétante. Entre 1821 et 1824 ils reculèrent, pour avancer de nouveau de 1826 à 1830, rester stationnaires pendant six ans et avancer encore en 1836 et 1837. Les années 1839 à 1842 furent marquées par un recul, auquel succéda un mouvement de progression par saccades, qui se poursuivit jusqu'en 1854. Cette époque paraît avoir été, de nos jours, l'apogée du développement des glaciers suisses. En 1851, le glacier des Bossons s'avançait si rapidement qu'il menaçait de barrer l'Arve et du 18 mai au 18 juin de cette même année, son allongement avait été de 31 mètres, soit 1 mètre par jour (3).

Le recul des glaciers de la Suisse commença en 1854. En douze ans, le glacier des Bossons se retira de 322 mètres, pendant que le glacier des Bois reculait de 188 mètres, celui de l'Argentière de 181, celui du Tour de 520. En 1880, le recul total de chacun de ces glaciers n'était pas inférieur à un kilomètre et la mer de Glace avait perdu, sous le Montanvert, plus de cent mètres d'épaisseur, de sorte qu'au lieu de dominer comme autrefois ses moraines latérales, elle y était profondément encaissée. D'après M. Venance Payot (4), le glacier des Bossons était, en 1878, à 634 mètres de la moraine de 1818 ; la mer de Glace, à la même époque, avait reculé de 1268 mètres relativement au point qu'elle atteignait en 1826 et, rien que pour la période de 1868 à 1878, son recul avait été de 757 mètres. Le glacier du Tour, en 1878, perdait 700 mètres relativement à l'année 1868 et 1680 mètres relativement à 1818.

Ces faits n'ont pas été particuliers aux glaciers du mont Blanc; celui du Rhône continuait à reculer en 1879 et, en 1880, il se trouvait à environ 1000 mètres du point atteint en 1818 par sa moraine frontale, ayant perdu, depuis 1856, d'après

(1) *Le Mont Blanc*, Paris, 1880.
(2) Ch. Grad : *Annuaire du club alpin français*, 1877, p. 489.
(3) Ch. Martins : *Archives des sciences de la Bibliothèque univ. de Genève*, 5e série, XXVI, p. 214.
(4) Ernest Favre : *Revue géologique suisse*, X, p. 78.

Digitized by Google

M. Gosset (1), 137 mètres d'épaisseur dans le voisinage de son extrémité. Le glacier de l'Aar qui, pour les mêmes raisons que celui de Gorner, avançait encore en 1859, quand les autres avaient commencé à se retirer, a subi depuis lors, non seulement un recul, mais une ablation notable. Le grand glacier d'Aletsch a perdu 25 mètres à la hauteur du lac Mœrjelen et 60 ou 80 mètres entre la Rieder-Alp et la Bell-Alp. Ainsi, pendant vingt-cinq ans, sous l'influence d'une réduction dans les chutes de neige, combinée avec une chaleur estivale exceptionnelle, la diminution des glaciers a été générale dans tout le massif des Alpes. La douceur de la température qui a régné durant cette période est attestée par le fait que, en 1862 et 1869, le petit lac du Saint-Bernard s'est trouvé débarrassé de ses glaces un mois plus tôt que de coutume. En même temps, dans cette station, ou bien les chutes de neige se réduisaient à la moitié du chiffre normal, ou les précipitations atmosphériques s'accomplissaient en été, sous la forme pluvieuse. On a donc pu concevoir un instant quelques inquiétudes sur le sort réservé aux glaciers de la Suisse et plus d'un touriste s'est demandé, dans ces dernières années, s'il n'assistait pas à leur irrémédiable décadence.

Mais déjà il semble qu'on ait vu poindre l'aurore d'une variation en sens inverse. Le glacier des Bossons est le premier sur lequel on l'ait constatée. Dès 1879, M. V. Payot observait une progression de 12 mètres dans le front de ce glacier; du 15 octobre 1880 au 1er juin 1881, le même observateur a relevé un avancement de plus de 26 mètres (2), joint à un exhaussement de 25 mètres, causé surtout par les nombreuses avalanches qui, durant tout l'hiver, n'ont cessé de tomber à la surface du glacier.

Quant au glacier des Bois, qui termine la mer de Glace, stationnaire de 1878 à 1879, il avait progressé en 1880 d'environ 18 mètres, et à la fin de juillet 1881 son extrémité demeurait immobile malgré l'ablation déterminée par une très forte chaleur.

D'après M. Forel (3), des mouvements de progression ont été constatés, dans le bassin du Rhône, sur le Schäligletscher et le glacier de Zigiorenove, depuis 1878; sur celui du Trient, depuis 1879; sur le glacier de Giétroz, depuis 1880. Le glacier de l'Oberaar manifesterait la même tendance; mais tous les autres glaciers des Alpes suisses seraient encore en voie de recul.

Comme résumé des études auxquelles il s'est livré, M. Forel admet que les glaciers suisses éprouvent des variations à longues périodes, dont la durée varie entre dix et vingt-cinq ans. Durant chaque période, le sens de la variation demeure constant et il est très rare que la marche en avant ou en arrière soit momentanément interrompue par un mouvement en sens inverse.

M. Forel (4) explique ces variations par des changements, également à longues

(1) Forel: *l'Écho des Alpes*, 1881, p. 38.
(2) Renseignements fournis directement à l'auteur par M. Venance Payot.
(3) *L'Écho des Alpes*, 1881, p. 46.
(4) *Essai sur les variations périodiques des glaciers*, p. 24.

Digitized by Google

périodes, qui se produisent dans la quantité des précipitations neigeuses et qui font que la masse du névé est tantôt supérieure, tantôt inférieure à sa valeur normale. Un excès d'épaisseur du névé accroît la vitesse d'écoulement du glacier et, par suite, son épaisseur en donnant moins de prise à l'ablation. Cet effet s'accentue à mesure que le glacier descend et finit par se traduire en variations considérables dans la vitesse d'écoulement et l'épaisseur du front du glacier. Les mouvements de l'extrémité libre dépendent donc de causes très lointaines et c'est au bout de vingt ou trente ans, peut-être, qu'une série d'excès annuels de névés peut se manifester par la progression du front. Ainsi le recul des dernières années pourrait tenir à ce que, de 1826 à 1855, la moyenne annuelle des précipitations pluvieuses à Genève a été inférieure de plus de 4 centimètres au chiffre de la période comprise entre 1826 et 1875.

Tyrol. — Les glaciers des Alpes tyroliennes semblent offrir une alternative assez régulière de longues périodes de progrès et de recul. A la fin du dix-huitième siècle et au commencement du dix-neuvième, le progrès des glaces était visible : des cols anciennement praticables et des pâturages avaient été envahis. Depuis 1866, l'effet inverse se produit et certaines cimes neigeuses ont diminué de $5^{m},50$ entre 1866 et 1870, par suite de la fusion partielle des neiges qui les recouvraient. De tous les glaciers tyroliens, le plus régulier et le mieux observé dans son allure est le glacier de Vernagt qui, depuis 1599, s'est gonflé cinq fois comme un fleuve qui déborde, pour reculer ensuite. Ses crues sont exceptionnellement rapides. En 1845, l'extrémité s'avançait avec une telle vitesse, qu'en un jour elle parcourut 45 mètres, à ce point qu'on put suivre son mouvement à l'œil nu (1).

De tels faits prouvent qu'il y a une sorte de périodicité dans l'abondance des précipitations neigeuses et qu'elle se traduit plus nettement sur des massifs relativement isolés, comme l'Œtzthal, que sur un groupe aussi important que celui des Alpes suisses. Du reste, les variations sont locales, car en même temps que les neiges diminuent sensiblement dans l'Œtzthal et le Stubay, on voit apparaître de nouveaux champs de glace à l'est, dans la chaîne orientale des Tauern.

Scandinavie. Islande. — Les glaciers scandinaves n'ont cessé d'augmenter pendant le cours du dix-huitième siècle. Mais depuis 1807 un mouvement de recul a commencé et plusieurs d'entre eux ont rétrogradé d'un kilomètre. On cite toutefois des glaciers, comme celui de Buer, dans le Folgefonn, dont la marche en avant continuait encore en 1871 (2).

Le régime des glaciers de l'Islande ne semble pas moins variable que celui des fleuves de glace européens. Au milieu du siècle dernier, ils étaient en voie de progression ; un peu après le début du dix-neuvième siècle, ils ont subi, comme ceux des Alpes suisses, une diminution marquée; cependant, de 1871 à 1874, ils ont dû regagner du terrain, car les moraines méridionales du Vatna-Jökull ont

(1) E. Reclus : *l'Europe centrale*, p. 159.
(2) Reclus : *l'Europe scandinave et russe*, p. 64.

Digitized by Google

été repoussées vers le sud et, au nord, une langue de glace s'est projetée à 16 ou 18 kilomètres en dehors de l'isthme qu'elle occupait quarante ans auparavant.

Déplacement des moraines frontales. — Lorsqu'un glacier avance, il pousse devant lui sa moraine frontale, allongeant à droite et à gauche ses moraines latérales. Lorsqu'il recule, ces amas de débris demeurent à leur place, comme des témoins de l'ancienne extension de la glace. La marche en avant des moraines, dans les périodes de progression, s'accomplit avec une force irrésistible et le glacier agit comme une gigantesque charrue, labourant devant lui les champs, les prairies et les bois. Il est du reste à remarquer que ce phénomène a toujours lieu aux dépens d'anciennes moraines, c'est-à-dire de matériaux meubles, incapables de résister à la pression de la glace comme le ferait certainement un affleurement de roches dures en place. On peut, à l'aide de ces monticules épars au milieu d'une vallée, et dont la forme ainsi que la position excluent toute intervention des torrents, juger des étapes successives qu'un glacier a parcourues avant de rentrer dans ses limites actuelles.

Toutefois ces mouvements des glaciers ont quelquefois pour effet de modifier assez profondément la structure des moraines. En effet, quand un glacier recule, c'est un torrent qui s'échappe de son extrémité libre, et non seulement, sur le fond abandonné, ce torrent dépose des couches stratifiées de sable, de gravier et de cailloux; mais souvent aussi il entame la moraine frontale et en stratifie les éléments, faisant disparaître cet arrangement confus qui semble la marque distinctive des dépôts glaciaires.

Il est encore une autre cause qui contribue efficacement au même résultat, c'est la formation des barrages glaciaires dont nous allons parler.

Barrages et débâcles glaciaires. — Une conséquence importante des oscillations que subit l'extrémité inférieure d'un glacier est le barrage momentané des vallées latérales et la formation de *lacs glaciaires* qui, de temps à autre, rompent leurs digues en produisant des débâcles désastreuses. Le glacier de Vernagt, dans l'Œtzthal, dont les oscillations sont connues et enregistrées depuis le seizième siècle, a barré, cinq fois en trois cents ans, la vallée dans laquelle il débouche, changeant en lac la partie d'amont. Une fois ce lac, formé en quatorze jours, se vida en une heure, jetant dans l'Inn plus de 2 millions de mètres cubes d'eau (1).

Le glacier inférieur de Giétroz, dans le massif du mont Rose, a bien des fois barré le passage au torrent de la Dranse, affluent du Rhône; mais d'ordinaire la digue de glace fondait au commencement du printemps. En 1818, époque de l'apogée des glaciers alpins, la Dranse, refoulée, dut former un lac d'environ 5 millions de mètres cubes, profond en certains points de 80 mètres. Au mois de juin, la digue ayant cédé, le lac se vida en moins d'une heure, rasant les mai-

(1) Reclus: *la Terre*, I, p. 259.

Digitized by Google

sons et les bois, déchaussant les rochers et débouchant dans la vallée sous la forme d'une avalanche haute de 100 mètres.

Par le seul fait de la Viège, le bassin du haut Rhône a subi onze débâcles en deux cent quarante ans.

De telles débâcles modifient profondément l'état des moraines à la rupture desquelles elles sont dues. Dans ces amas, primitivement dépourvus de toute stratification, formés de blocs anguleux et de boues fines, les eaux torrentielles disposent les matériaux en couches inclinées, en arrondissent les angles et donnent naissance à de véritables graviers, tandis qu'elles emportent au loin la vase et les limons. Aussi les anciennes moraines des glaciers sont elles exposées à prendre une structure de plus en plus voisine de celle des cônes de déjection torrentiels, toutes les fois que leur situation au débouché d'une vallée secondaire peut les constituer à l'état de barrages momentanés.

§ 6

GLACES POLAIRES

Caractères généraux du phénomène glaciaire dans les contrées polaires. — Le phénomène glaciaire revêt, dans les contrées voisines du pôle, une ampleur particulière. Au lieu d'être localisé dans quelques-unes des dépressions du sol, il peut s'étendre sur de grands espaces et masquer toutes les inégalités du terrain sous un manteau uniforme de glace, d'où se détachent, occupant les principales lignes de thalwegs, de véritables glaciers, caractérisés par leur immense largeur. De plus, ces glaciers arrivent jusqu'à la mer et s'y engagent par leur extrémité libre, qui, débitée en fragments à mesure qu'elle cesse de reposer sur le sol, donne naissance à des glaces flottantes ou *ice-bergs*. Les éléments du phénomène glaciaire dans les contrées polaires sont donc les grands glaciers, les *champs* ou *calottes de glaces* et les *glaces flottantes*. Mais avant d'en étudier l'allure, il convient de jeter un coup d'œil sur les conditions physiques qui président à la formation de ces divers éléments.

La vapeur d'eau contenue dans l'air ayant pour origine l'évaporation déterminée par les rayons solaires et cette évaporation atteignant son minimum au voisinage du pôle, les précipitations atmosphériques n'y peuvent être alimentées que par des masses d'air venues des basses latitudes et qui, dans ce parcours, ont dû perdre déjà une notable quantité de leur provision de vapeur. De plus, la présence constante du soleil au-dessus de l'horizon, pendant la saison d'été, introduit une cause d'ablation assez efficace. Aussi la limite des neiges persistantes se relève-t-elle, dans ces régions, sensiblement au-dessus de l'isotherme de zéro et, à l'exception des creux, abrités contre le soleil, où peut avoir lieu l'accumulation de la neige, il n'est aucun point connu où cette limite s'abaisse jusqu'au niveau de la mer. Au Groënland, d'après Payer, la limite des névés se tient entre

Digitized by Google

1000 et 1200 mètres d'altitude. M. Helland (1) s'est assuré que, dans cette région, par 71° lat. N., les neiges persistantes ne descendent pas au-dessous de 800 ou 900 mètres. A la Nouvelle-Zemble, la neige disparaît chaque année, sauf dans quelques gorges et, dans le nord du Spitzberg, M. Torell a observé, à plus de 600 mètres d'altitude, une végétation de phanérogames analogue à celle des plaines, malgré une température moyenne annuelle qui, par 70° de lat. N., n'est que de —8°,6.

D'autre part nous savons, par l'exemple des parties supérieures des glaciers alpins, que ces basses températures ne sont pas incompatibles avec la production de la glace par transformation des névés. Seulement cette transformation est d'autant moins complète qu'on s'éloigne davantage du point de fusion de la glace. Aussi les glaces polaires laissent elles, en général, apercevoir la stratification des névés beaucoup mieux que ne font celles des contrées tempérées. Les couches annuelles y sont souvent faciles à compter, les phénomènes de pression et de regel ayant agi avec beaucoup moins d'efficacité pour faire disparaître cette structure.

Dans l'archipel François-Joseph, situé entre 80° et 82° de lat. Nord, et où la température moyenne annuelle varie entre —10° et —16°, l'humidité de l'air dépose, sur les escarpements abrupts, un enduit de verglas et on y voit des îles qu'une couche de glace recouvre comme ferait un globe de verre.

La température de l'été, qui évidemment influe beaucoup sur la transformation des névés en glace, peut s'élever relativement assez haut dans les régions polaires; au Spitzberg, par 78° lat., la moyenne de juillet atteint +2°,8; au nord du Groënland, par 79° lat., elle est encore de +2°,5, tandis qu'à la pointe sud cette moyenne s'élève à +7°,5.

Calottes glaciaires. — Presque toute la surface du Groënland est recouverte par une calotte glaciaire ou champ de glaces (*Binneneis*) qui ne laisse, entre son bord occidental et le rivage de la mer, qu'une bande étroite de terre habitable, interrompue de temps en temps par de puissants glaciers. La largeur de cette bande, là où il n'y a pas de presqu'îles, varie entre 20 et 25 kilomètres. Certaines péninsules, comme celle de Kangarsuk, se projettent jusqu'à 75 kilomètres de la calotte glaciaire; celle d'Auleitsivik même offre près de 100 kilomètres de terrain libre de glaces.

Pendant très longtemps personne n'a osé s'aventurer sur cette calotte glaciaire, qui inspirait aux indigènes un effroi insurmontable. En 1870, MM. Nordenskjoeld et Berggren partirent du fjord d'Auleitsivik, par 68° lat., et poussèrent une reconnaissance hardie jusqu'à 50 kilomètres du bord de la glace; le point extrême de leur excursion, atteint au bout de sept journées d'une marche fatigante, était à 670 mètres d'altitude et les voyageurs s'y trouvaient entourés de glaces à perte de vue, sans que rien fît prévoir la fin de cette calotte à travers laquelle aucune saillie rocheuse ne se laissait entrevoir (2).

(1) *Quarterly Journal of the Geol. Society of London*, XXIII, p. 142.
(2) Nordenskjoeld in *Geological Magazine*, 1872, p. 304.

Digitized by Google

Près du bord, le champ de glaces offre de grandes crevasses et se montre hérissé d'inégalités et de pyramides, dont les plus hautes ont une douzaine de mètres. Plus loin, sa surface devient relativement unie et ressemble à une mer houleuse qui aurait été gelée tout d'un coup; elle est comme lardée de trous cylindriques, de $0^m,30$ à $0^m,60$ de profondeur, au point qu'on n'y trouverait pas un espace plan d'un pied carré. Des pierres, en petit nombre, s'observent à l'extrémité de la calotte; mais, à une encâblure de distance du bord, on cesse d'en rencontrer.

Pendant l'excursion de M. Nordenskjoeld, la température, de zéro à l'ombre, près de la glace, s'élevait, au soleil et à hauteur d'homme, jusqu'à 28 ou 30 degrés. Aussi la surface de la calotte était-elle parsemée de flaques d'eau, qui se congelaient chaque soir après le coucher du soleil. De nombreux filets et même des courants d'eau circulaient, soit à la surface, soit par-dessous la glace, où leur bruit les faisait aisément reconnaître. On comprend sans peine que, dans de telles conditions, la transformation des névés puisse s'accomplir d'une manière assez complète.

Mais pour que la glace fonde, il est nécessaire qu'il y ait, à sa surface, quelque chose qui concentre les rayons solaires. Ce rôle est rempli, d'abord par des algues polycellulaires, de couleur brune et de dimensions presque microscopiques, que M. Berggren a trouvées en abondance sur la glace du Groënland. A ces algues est associée une poudre grise très fine, de densité égale à 2,63 et contenant (1):

Silice	62,25	Potasse	2,02
Alumine	14,93	Soude	4,01
Oxyde ferrique	0,74	Acide phosphorique	0,11
— ferreux	4,64	Chlorure de sodium	0,06
— manganeux	0,07	Eau de combinaison	2,86
Chaux	5,09	Eau hygroscopique	0,34
Magnésie	3,00		

Cette poussière, que M. Nordenskjoeld a baptisée du nom de *Cryoconite*, est associée à des particules magnétiques, de forme octaédrique et dépourvues de nickel. Son origine est vraisemblablement volcanique. En tout cas, c'est à la fusion qui s'opère au voisinage des algues et des grains de poussière qu'est due la formation des cavités si nombreuses qui ont été signalées plus haut.

En 1878, MM. Jensen et Kornerup (2) ont tenté, sur la glace intérieure du Groënland, une autre expédition en partant de Itivdlek, sur le bord du grand glacier de Frederikshaab. La latitude de ce point n'est que de 62 degrés; mais les explorateurs ont réussi, du 15 au 24 juillet, à parcourir une distance de 73 kilomètres, en s'élevant jusqu'à 1570 mètres d'altitude. Leur objectif était une série de pics rocheux ou *nunataks*, aperçus autrefois par Dalager et considérés par lui comme appartenant à la côte orientale du Groënland, tandis que Itivdlek est, comme Auleitsivik, sur la côte occidentale.

(1) *Geological Magazine*, 1872, p. 355.
(2) *Petermann's Mittheilungen*, 1880, p. 95.

Digitized by Google

La surface du champ de glaces, dans cette partie méridionale de la contrée, est ondulée en grand. De la côte jusqu'à 355 mètres d'altitude, l'inclinaison moyenne du champ est de 2°14′; elle devient 1°17′ de 355 à 1000 mètres, puis 1° de 1000 à 1100, 0°46′ de 1100 à 1200 et 0°30′ jusque vers 1327m. En ce point, la glace est horizontale; puis elle redescend, jusqu'à 1255m, au pied d'un pic ou *nunatak* dont le sommet est à 1570m, mais dont la face opposée est garnie de glace presque jusqu'à la cime. Ce pic, formé d'un schiste amphibolique et de gneiss rougeâtre, a son pied jonché d'éboulis et de moraines. On y a recueilli 27 espèces végétales et le règne animal s'y est trouvé représenté par les genres Noctua et Lycosa. Cependant le sommet porte des traces non équivoques du passage de la glace par-dessus la cime à une époque antérieure.

Dans toute cette traversée, la rencontre fréquente de blocs et de pointements rocheux, le nombre assez grand des moraines et des fissures, attestaient que le sol naturel ne devait pas se trouver à une grande profondeur.

Après six jours d'attente, pendant lesquels les rafales de neige et de vent se succédaient sans discontinuer, une éclaircie permit de gravir le *nunatak* et de s'assurer qu'à l'est la glace continuait à s'élever à perte de vue, atteignant un niveau bien supérieur à celui de la cime. Aucune saillie rocheuse n'était plus visible et il est dès lors permis de penser que la glace intérieure du Groënland, au lieu de former, comme on l'a quelquefois admis, une bande entourant une région qui pourrait en être dépourvue, recouvre la contrée tout entière, au moins dans sa partie méridionale, où il n'est pas téméraire de supposer qu'elle atteint une altitude de près de 2000 mètres.

La glace intérieure paraît s'élever moins haut dans le nord du Groënland, par 71° lat. N., car M. Helland s'est assuré, en gravissant les pics du district d'Umanak, dont quelques-uns atteignent 2000 mètres d'altitude, que bien avant d'arriver à la cime, on dominait le champ de glaces dans toute son étendue (1). Ce champ s'étendait d'ailleurs aussi loin que la vue pouvait porter et M. Helland ne doute pas de sa continuité d'une rive à l'autre de la péninsule.

En temps normal, le champ de glaces du Groënland n'est probablement pas immobile, surtout à sa partie extérieure. En tout cas, il paraît sujet à des alternatives de progression et de recul, par lesquelles la bande côtière habitable est tantôt agrandie et tantôt diminuée. M. Nordenskjoeld et M. Helland ont été l'un et l'autre frappés de la ressemblance de cette bande côtière avec les districts gneissiques non boisés de la Suède et de la Finlande. Partout s'observent des collines de gneiss, arrondies mais non striées (les lichens faisant très vite disparaître les stries glaciaires), avec des blocs erratiques occupant les positions les plus instables. Entre ces éminences sont de petites vallées et des lacs de faibles dimensions, avec roches moutonnées; il n'y a sur ces espaces que quelques cailloux ou blocs épars, mais pas de moraines, ce qui s'explique aisément vu le

(1) Helland: *loc. cit.*

Digitized by Google

petit nombre des surfaces de roches qui dominent les champs de glaces et peuvent leur fournir des débris.

La largeur de la bande côtière habitable paraît être actuellement en voie de diminution, ainsi que Rink l'avait indiqué dès 1850. Du reste, selon M. Nordenskjoeld, il ne doit pas y avoir bien longtemps que la surface de cette bande a été abandonnée par la glace, car aucun des petits lacs du Groënland septentrional n'a encore été comblé par de la tourbe, même sur un mètre d'épaisseur ; et pourtant le climat de la contrée est éminemment favorable au développement des mousses tourbeuses. Actuellement la glace avance, sur la côte ouest du Groënland, assez vite pour que, dans l'espace de sept années, elle ait uni à la côte une île dont auparavant on faisait le tour en canot.

Nous dirons en terminant que, pour M. Nordenskjoeld, la calotte glaciaire du Groënland n'a rien de commun avec les fleuves de glace alpins et offre plutôt l'aspect d'une *nappe d'eau congelée*.

Glaciers arctiques. — Les glaciers des régions polaires sont les émissaires par où s'écoule surtout le trop-plein des champs de glaces. Ils correspondent aux principales dépressions du sol ; mais leur masse est généralement trop grande pour se contenter d'une seule vallée et au lieu d'être, comme les glaciers alpins, profondément encaissés entre des escarpements bien définis, d'une grande hauteur, ils ont pour limites des crêtes plus ou moins interrompues et incertaines, offrant de nombreux passages par où le glacier se rejoint aux portions voisines de la calotte.

Les glaciers polaires ne deviennent bien réellement distincts que dans les protubérances qu'ils envoient au delà des limites de la calotte et qui toutes, débouchant, soit dans la mer, soit dans une échancrure de la côte appelée *fjord*, empiètent sur le domaine maritime, auquel elles présentent parfois un front d'une très grande largeur. Ainsi beaucoup des glaciers du Spitzberg aboutissent à la mer par une masse de vingt kilomètres de front, taillée en falaises de 60, 80 et même 121 mètres de hauteur, sur lesquelles on observe sans peine la stratification des névés (1).

De même, d'après les observations de Payer (2), l'archipel de François-Joseph, situé entre 80° et 82° lat. N., abonde en glaciers dont quelques-uns se terminent par des falaises de 30 à 60 mètres de verticale sur 20 kilomètres de développement. L'un d'eux même, le glacier Dove, s'étale sur plus de 60 kilomètres. Mais le plus grand glacier des régions arctiques paraît être celui de Humboldt, dont le front se développe, du 79e au 80e degré de latitude, sur une largeur d'environ 111 kilomètres. Kane en décrit l'escarpement terminal comme un escalier gigantesque, de 90 mètres de hauteur.

Sur de telles masses de glace, le phénomène des moraines est nécessairement réduit à sa plus simple expression ; car les matériaux morainiques ne peuvent

(1) Reclus : *l'Europe scandinave et russe*, p. 255.
(2) *Ibid.*, p. 274.

Digitized by Google

provenir que de l'éboulement des parois encaissantes et ces parois, quand elles existent, sont à la fois discontinues et éloignées les unes des autres au point de ne pouvoir disséminer sur la glace qu'un très petit nombre de blocs. Il n'y a donc pas de moraine terminale proprement dite et à peine observe-t-on quelques rudiments de moraines latérales.

En revanche, dans ses parties d'amont, le glacier est obligé de semer sur son fond une certaine quantité de matériaux. En effet, ce fond, en raison de sa très grande largeur, comporte un ensemble d'accidents, collines ou vallées, dont les directions peuvent très bien se montrer indépendantes de celle que suit le mouvement de la glace. Cette dernière, dans sa descente, déterminée par le sens général de la pente du terrain, est donc exposée à rencontrer des surfaces inclinées en sens inverse, ce qui l'oblige, soit à les remonter, soit à se diviser en parties superposées, animées de mouvements discordants. Les blocs, arrachés aux cimes que le champ de glace a contournées et tombés ensuite dans les crevasses, ne sont pas nécessairement destinés, comme ceux que charrie un glacier alpin, à parvenir tôt ou tard à l'extrémité libre. La plupart restent en chemin, emprisonnés dans les dépressions que masque la glace, où ils s'usent peu à peu en formant des *moraines profondes*, mélanges de blocs et de fine boue glaciaire.

Ces moraines profondes ne se déposent pas partout et il y a bien des points où elles sont enlevées par les courants d'eau sous-glaciaires dont la pente du sol permet l'établissement. Au Groënland, ces courants sont parfois de véritables fleuves, qui viennent déboucher au fond des fjords en produisant un bouillonnement caractéristique, encore accentué par la teinte limoneuse des eaux, due à la boue qu'elles transportent. D'après M. Helland, la quantité de boue charriée en juillet par les fleuves glaciaires du Groënland varie de 75 à 2374 grammes par mètre cube d'eau. Au-dessus de ces sources boueuses voltigent des oiseaux marins, qui trouvent quelque nourriture dans les détritus ainsi transportés. Il est remarquable que ces bouillonnements persistent en hiver, attestant que la température du fond du glacier ne s'abaisse pas au-dessous de zéro. On sait du reste qu'une couche de glace de quelque épaisseur suffit à protéger le sol contre le froid de l'atmosphère et c'est ainsi que, dans la colonie de Godthaab, par 65° lat. N., M. Rink a constaté que, la température moyenne de l'air étant de —1°,75, celle du sol, à 1m,20 de profondeur, était de +1°,25.

Les courants sous-glaciaires nettoient le sol sous-jacent, enlèvent la terre et le gravier et préparent ainsi des dépressions, exemptes de matériaux meubles, qui sont prédestinées à l'établissement de lacs, si la glace qui les couvre vient à disparaître.

Les glaciers polaires se distinguent en général par l'immensité des névés, la nuance grise ou verdâtre de la glace, la grosseur de son grain, l'épaisseur considérable des tranches annuelles, la rareté des crevasses et le faible développement des moraines. A ces caractères quelques auteurs ajoutent la lenteur du mouvement de la masse. Mais on manque à cet égard de données précises et tandis

Digitized by Google

que certains observateurs ont vu, dans la saison chaude, l'extrémité libre de quelques glaciers du Groënland avancer d'environ 0m,12 par jour, M. Helland a trouvé, pour la vitesse de progression de ceux qu'il a étudiés, dans le voisinage de leur front, des chiffres tout à fait inattendus. Le glacier de Jakobshavn, dont la pente de surface n'est que de un demi-degré, subit, en juillet, dans le voisinage de son milieu, une progression quotidienne de plus de 19 mètres. Pour le glacier de Torsukatak, l'avancement est de 10 mètres. Du reste, comme les glaciers européens, ceux du Groënland cheminent beaucoup plus vite au centre que sur les bords. Mais il est remarquable que leur mouvement de progression soit ainsi de dix à vingt fois plus fort que celui des glaciers alpins. Ce résultat ne peut être attribué à la pente, qui est insignifiante; il y faut peut-être voir la preuve de l'énorme pression exercée par la glace intérieure sur les émissaires par lesquels s'écoule son trop-plein et, par suite, une démonstration nouvelle du rôle que joue la pression dans le mouvement des glaciers.

Les glaciers groënlandais empiètent plus ou moins sur les fjords dans lesquels ils débouchent. En 1850, d'après les dires des habitants, recueillis par M. Rink, ces glaciers étaient en voie d'avancement. En se reportant aux mesures précises de M. Rink, M. Helland a trouvé que, depuis cette époque, plusieurs avaient avancé, tandis que d'autres reculaient. Dans l'ensemble il paraît bien y avoir progression; mais tous les mouvements ne sont pas concordants.

Les glaciers du Spitzberg subissent aussi des alternatives de progrès et de recul, mais dont la marche n'est pas identique dans les diverses parties de l'île. Le glacier de Frithiof, incliné vers le Bell-Sound, a grandi depuis 1860 au point d'obstruer définitivement un des meilleurs ports de la contrée. En revanche, la mer de glace qui remplissait la partie septentrionale de l'Eis-fjord paraît avoir considérablement reculé.

Glaces flottantes. — Un trait commun à tous les glaciers des contrées polaires est la rupture continuelle de leur front et la formation de glaces flottantes à laquelle cette rupture donne lieu. L'extrémité libre des glaciers, obligée, par la pression qu'elle subit, d'empiéter sur la mer, ne peut, en général, demeurer appliquée sur le fond dont la pente est trop considérable. D'ailleurs la température relativement élevée de la mer, qui, au Spitzberg, est de + 4°, suffirait pour en faire fondre la base; enfin l'eau marine étant plus dense, bien des raisons se trouvent réunies qui obligent l'extrémité libre à flotter sur une certaine longueur. Mais cette partie flottante subit les alternatives de la marée et, mal soutenue à l'heure du reflux, elle doit nécessairement s'écrouler par parties. Chacune de ces ruptures produit une glace flottante ou *ice-berg*.

La figure 51, empruntée à M. Helland (1), représente une coupe de l'extrémité du glacier de Kangerdlugssuak, et montre comment il se débite en glaces flottantes,

(1) *Quarterly Journal of the geological Society of London*, XXXV.

Digitized by Google

tout en étalant quelques débris sur le fond du fjord. La rupture des *ice-bergs* se fait avec de formidables craquements et il y a projection en l'air d'une sorte de poussière blanche, qui provient sans doute de l'écrasement de la glace.

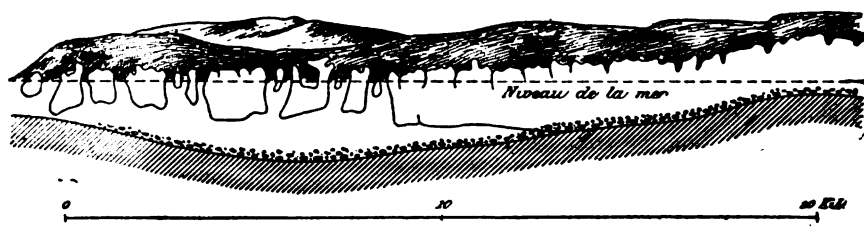

Fig. 51. — Le glacier de Kangerdlugssuak et ses glaces flottantes (d'après M. Helland). Les hauteurs ont été exagérées cinq fois.

Wallich a pu mesurer quelques *ice-bergs* échoués près des côtes du Groënland; il a trouvé que, pour les blocs de forme régulière, la partie visible n'avait jamais que du quatorzième au seizième de la hauteur de la portion immergée. Les masses coniques ou pyramidales descendent moins bas; mais la hauteur totale est toujours sept ou huit fois celle de la partie visible. D'après cela, des *ice-bergs* observés au large de Terre-Neuve et se dressant à 120 ou 150 mètres, devaient avoir au moins 1000 mètres du sommet à la base. On peut se demander d'où proviennent de pareilles masses, alors que les glaciers du Groënland ont rarement plusieurs centaines de mètres de hauteur à leur extrémité libre. Mais, outre que ces *ice-bergs* peuvent provenir de masses plus puissantes, encore inconnues, il est à remarquer qu'une masse de glace primitivement horizontale et dont, par suite, rien ne limite la longueur, peut, au moment où elle s'écroule, basculer en devenant verticale, de telle sorte que la hauteur totale d'un *ice-berg* n'indique pas nécessairement l'épaisseur du glacier d'où il dérive. Sous cette réserve, on a vu, dans les mers antarctiques, des montagnes de glace dont la puissance ne devait pas être inférieure à 2800 mètres.

Les montagnes de glace, n'étant que des portions écroulées du front des glaciers polaires, ne peuvent, en général, porter que très peu de matériaux solides, car nous savons que les moraines font à peu près défaut sur les parties centrales de ces immenses fleuves glacés. Si donc les *ice-bergs* contribuent d'une manière efficace à la modification des climats par le refroidissement que produisent les convois de glaces flottantes et les brouillards qui en sont la conséquence, du moins serait-ce une erreur de leur attribuer un rôle très actif pour la dissémination, sur le fond de la mer, des matériaux provenant de la dégradation des continents. Comme les glaciers qui leur donnent naissance, les montagnes de glace sont un instrument de transport d'une importance très secondaire et de la sorte on peut dire que le phénomène glaciaire est loin de gagner en puissance mécanique ce qu'il gagne en étendue quand il prend possession de toute une contrée.

Glaces côtières. — Il en est tout autrement des *glaces côtières*, c'est-à-dire

Digitized by Google

de celles qui se forment, tout contre le rivage de la terre ferme, par congélation directe de l'eau de mer. Sur les plages basses, la congélation se faisant sentir jusqu'au fond, les cailloux adhèrent à la glace et quand, dans la saison chaude, cette dernière se détache, elle peut emporter avec elle, pour l'abandonner dans des latitudes plus basses, une charge importante. Mais la puissance de transport des glaces côtières s'exerce sur une bien plus grande échelle quand elles bordent un rivage tant soit peu escarpé. La neige ne tenant pas d'une manière durable sur les pentes rapides, la côte, qu'aucune végétation ne protège, se dégrade avec une grande facilité et ses débris viennent joncher la surface de la glace au point de la faire entièrement disparaître sous une couche de cailloux et de terre. Cette plate-forme atteint, près du cercle arctique, une largeur variable de 20 à 50 mètres. Lorsque, en été ou à la suite de tempêtes, la banquise littorale se divise en fragments que les courants entraînent, la terre et les cailloux tombent sur le fond à mesure de la fusion des radeaux qui les portent; ces radeaux n'ont d'ailleurs pas une grande épaisseur; à une certaine distance du rivage, il est rare que la congélation atteigne une profondeur supérieure à 6 ou 7 mètres, une couche de glace de cette puissance étant suffisante pour protéger contre le refroidissement la nappe d'eau qu'elle recouvre. Il est vrai que l'influence réfrigérante de la côte augmente l'épaisseur de la glace qui se forme dans son voisinage; néanmoins les glaces côtières, moins considérables et, par suite, moins retardées par frottement que les glaces flottantes, peuvent cheminer plus vite et étendre assez loin leur champ de dissémination. Les sondages du *Challenger* ont montré qu'il y a, sur le fond de la mer antarctique, beaucoup de pierres formées de granite, de syénite, de basalte et de trachyte. Plusieurs de ces pierres ont été ramenées par un coup de drague donné, par 52° lat. S, entre Kerguelen et l'île Heard; elles proviennent vraisemblablement des glaces côtières de cette île, qui se détruisent rapidement, vu leurs faibles dimensions et la température de la mer, comprise dans ces parages entre + 3° et + 4°.

Il est à remarquer que, parmi ces pierres, plusieurs sont tout à fait arrondies bien qu'elles n'aient subi aucun transport. Cela peut tenir à la forme originelle des blocs, car la texture en boules à écailles concentriques est fréquente dans les granites; mais il n'est pas impossible non plus qu'un long séjour dans l'eau de mer, même à basse température, suffise pour altérer la surface des pierres les plus dures.

Glaces de formation ancienne. — La grande épaisseur de la glace au Groënland serait assez difficile à expliquer par les conditions physiques de la contrée; car la somme des précipitations atmosphériques n'y est pas très considérable. Si on l'évalue en eau, elle serait, d'après Rink, de 0m,90 par an. Il est vrai que les observations faites à Jakobshavn par M. Helland (1)

(1) *Quarterly Journal of the geol. Society of London*, XXXV, p. 142.

Digitized by Google

en 1874 et 1875, ont donné des chiffres plus élevés, $2^m,19$ et $1^m,84$. Néanmoins, en tenant compte de tout ce qu'enlève l'ablation, il semble difficile de justifier l'accumulation qui a donné naissance à la calotte intérieure, et, au dire même de M. Helland, si pour quelque cause les glaciers et la calotte du Groënland venaient à disparaître, « il est douteux qu'ils pussent se reformer sous la seule influence du climat actuel de la région (1) ». Joignons-y l'impression rapportée par M. Nordenskjoeld, pour qui la calotte intérieure avait moins l'aspect d'un glacier que celui d'une masse d'eau congelée et il viendra à l'esprit qu'une partie de ces immenses champs de glaces pourrait bien n'être que le reste d'une accumulation produite à une époque antérieure, sous l'empire de conditions fort différentes.

Pour atténuer l'apparente hardiesse de cette proposition, disons que l'existence, dans les parages arctiques, d'une *glace fossile*, c'est-à-dire de formation certainement antérieure à la période où nous sommes, semble aujourd'hui démontrée, ainsi qu'il résulte des observations suivantes :

Dès 1850, Seemann, naturaliste de l'*Herald*, observait dans la baie de Kotzebue, au nord-ouest du détroit de Behring, un glacier dont l'escarpement terminal servait de support à une masse argileuse, en contact immédiat avec la glace. Cette argile, épaisse de 1 à 7 mètres, était surmontée d'une couche de tourbe, sur laquelle s'étalait une riche végétation de saules nains, de bruyères et de plantes des genres Carex, Polygonum, Senecio, entremêlées de mousses et de lichens. Dans les parties éboulées de la terre argileuse, Seemann recueillit de grands ossements d'éléphant, de cheval, d'élan, de renne et de bœuf musqué. Une défense d'éléphant avait 4 mètres de long et pesait 79 kilogrammes. M. Ch. Martins (2) n'hésitait pas à voir dans cette glace un produit *fossile*, c'est-à-dire un héritage des périodes passées, indéfiniment protégé par la tourbe contre la fusion.

Cette observation a été récemment confirmée et étendue lors d'un voyage exécuté par M. Dall (3) sur la côte nord d'Alaska. Depuis la pointe Barrow et même depuis Return Bay jusqu'au détroit de Kotzebue, on peut constater que le sol, formé d'un gravier rougeâtre et pourvu d'une riche végétation, repose, à $0^m,60$ ou 1 mètre de profondeur, sur une véritable couche de glace. Sur l'île de Chamisso, la glace s'élève en falaise jusqu'à 10 mètres d'altitude et est dominée par une autre falaise de glace de 25 mètres, également couverte de végétation. Enfin, continuant à s'élever, on atteint, à 2 kilomètres de la mer, un point situé à 75 mètres d'altitude et qui est formé par une couche de tourbe gelée, contenant de gros fragments de glace limpide, en sorte qu'il n'est pas douteux qu'un sondage, pratiqué en ce point, ne dût rencontrer un fond de glace franche.

(1) *Quarterly Journal of the geol. Society of London*, XXXV, p. 153.
(2) Ch. Martins : *Revue des Deux Mondes*, 1867.
(3) *American Journal of science*, [3], XXI, p. 104.

Digitized by Google

Cette glace offre une apparence à demi stratifiée et n'a jamais la coloration de la glace des glaciers ; sa teinte est jaunâtre comme celle de l'eau qui vient des tourbières. La terre qui la recouvre présente, en certains points, une odeur de pourriture que M. Dall attribue à des restes d'animaux en putréfaction, car on en extrait de temps en temps des débris de mammouth.

Aussi M. Dall conclut-il, comme M. Martins, à l'existence d'un massif de glace compacte, s'élevant à près de cent mètres au-dessus du niveau de la mer et de formation plus ancienne que la période du mammouth, aux graviers de laquelle il sert de support, comme pourrait le faire une roche solide.

Il convient de rapprocher de ces faits une observation faite en Sibérie, où il existe, entre la tourbe et les graviers aurifères du Yenisei, un banc de glace de 6 mètres d'épaisseur (1). Les lentilles de glace cristalline, les glaçons brisés, les blocs épars plus ou moins mélangés de sable ou de boue, se rencontrent partout dans le sol.

§ 7

GLACES HIVERNALES

Caractères généraux. — Dans tout ce qui précède, nous n'avons étudié que les manifestations permanentes du phénomène glaciaire. Mais il en est d'autres qui, pour se produire d'une manière plus intermittente, n'en sont pas moins dignes de mention. Dans toutes les parties de la zone tempérée froide, l'hiver a pour conséquence la formation temporaire de neiges et de glaces qui, pour un moment, impriment à ces contrées un caractère glaciaire souvent très prononcé. Il s'y fait alors des avalanches, entraînant des quartiers de roches que la pluie seule eût été impuissante à déplacer; on voit naître des glaciers en miniature, capables de quelques effets de transport, et se terminant par de petites moraines, que les pluies du printemps transformeront en cônes de déjection. Enfin la prise des rivières et des lacs donne lieu aussi à des phénomènes intéressants.

Laissant de côté les effets produits par l'accumulation des neiges dans les vallons et les ravins, effets qui ne diffèrent que par l'intensité et la durée de ceux que nous avons déjà eu l'occasion d'étudier, occupons-nous principalement des actions mécaniques auxquelles peut donner lieu la glace des rivières et des lacs.

Glace des lacs et des rivières. — L'eau douce présentant un maximum de densité aux environs de + 4°, lorsque le froid commence à se faire sentir, l'eau de la surface d'un lac tend à tomber au fond à mesure qu'elle se refroidit. Le fond du lac doit donc être bientôt occupé par une couche d'eau à 4°, à partir de laquelle la température de la nappe superposée s'abaisse progressivement jusqu'à la surface. Mais pour que les choses se passent ainsi, il faut que le lac

(1) Kropotkin in Reclus : *l'Asie russe*, p. 609. — id. Lopatin

Digitized by Google

soit assez profond. En effet, les observations de M. Forel (1) ont établi que, dans le lac de Zürich, dont la plus grande profondeur est de 141 m., le froid de la surface peut se faire sentir jusqu'à 110 mètres. La température est, en ce point, de 4° et demeure constante de là jusqu'au fond. Cette action du froid extérieur se manifeste malgré une couche de glace de $0^m,10$. Mais, ainsi que M. Forel a pu le vérifier sur le lac de Morat, si le froid vient à augmenter, toute son influence sera employée à accroître l'épaisseur de la couche de glace, sans que la distribution des températures dans la nappe liquide en soit affectée.

Le lac Baïkal, qui offre des profondeurs de 1400 mètres, possède, sur son fond, une température constante de $3°,5$. Les variations de la température se font encore sentir, quoique dans une faible mesure, à 150 mètres au-dessous de la surface (2).

Sur un lac de faible profondeur, comme le Loch Lomond, en Écosse, le froid pénètre assez pour que la température, étant de zéro à la surface, soit de $2°,4$ au fond, par vingt mètres. Mais de toutes manières, la congélation d'un lac tant soit peu profond ne peut se faire que par la surface ; seulement, si les bords du lac sont plats, les glaçons formés sur ses rives pourront adhérer au fond et comprendre dans leur masse les cailloux qui le jonchent. C'est ce qui s'est réalisé, d'après M. Benoit (3), pendant l'hiver de 1844 à 1845, dans la haute vallée du Doubs. Un temps très sec et très froid avait succédé à d'abondantes chutes de neige. Le Doubs n'avait presque plus d'eau et la glace du lac de Chaillexon, épaisse de près de 2 mètres, s'était affaissée sur le fond du lac en englobant du gravier. Lors de la débâcle, accompagnée d'une pluie chaude et abondante, tout fut soulevé et rompu ; on vit alors, dérivant doucement vers l'aval, des radeaux de glace qui offraient, à leur face inférieure, des lits de gravier de plusieurs décimètres d'épaisseur.

Des effets semblables s'observent sur les rivières, lorsque leur niveau s'est assez abaissé pour que, malgré le mouvement de l'eau, la prise en glaçons puisse avoir lieu de la surface jusqu'au fond. Du reste, il arrive souvent que, dans une eau courante et limpide, la congélation commence par le fond. Ce cas se produit par des nuits claires quand, sur le lit du cours d'eau, se trouvent des cailloux à surfaces brillantes, lesquelles deviennent le siège d'un rayonnement intense ; comme d'ailleurs l'eau qui est en contact immédiat avec le fond est celle qui offre la moindre vitesse, ces deux causes réunies déterminent sa congélation et alors on voit monter à la surface des plaques de glace qui y apportent les sables, graviers et galets du lit. Ce phénomène est constant sur l'Angara et les fleuves rapides de la Sibérie. Les plaques de glace ainsi amenées au jour et entraînées par le courant peuvent ne déposer leur charge qu'à une grande distance de leur lieu d'origine ; ainsi, à la faveur de l'hiver, les rivières deviennent capables

(1) *Comptes rendus*, XC, p. 322.
(2) Struve : in *Petermann's Mittheilungen*, 1880, n° 8.
(3) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 73.

Digitized by Google

de charrier des blocs que jamais l'eau courante, demeurée liquide, n'eût été en état de déplacer. Il n'est pas impossible que les gros cailloux de granite du Morvan, disséminés dans les anciennes alluvions de la Seine, aient été transportés par un procédé de ce genre.

Embâcles. — La puissance mécanique des glaçons charriés par les rivières peut être considérablement augmentée quand, à la faveur de certaines circonstances particulières, il se produit des *embâcles* comme ceux qu'on a pu observer, dans l'hiver de 1879 à 1880, sur le cours de la Loire et de la Saône. Ces embâcles naissent dans les rétrécissements que subissent les cours d'eau, par exemple à la rencontre d'un groupe d'îles. Les premiers glaçons, arrêtés dans leur marche, forment un barrage en arrière duquel les autres sont forcés de s'accumuler. Chacun de ces derniers essaye d'abord de plonger sous l'obstacle et ainsi le barrage finit par être solide de la surface jusqu'au fond, constitué par un enchevêtrement de glaçons fortement appuyés les uns contre les autres et mélangés au gravier, qu'ils ont arraché au lit de la rivière en le labourant profondément. D'ailleurs l'arrivée de nouveaux glaçons ayant surtout lieu au centre, l'embâcle est arqué en son milieu et offre la forme d'une voûte souvent rompue. La longueur d'un tel obstacle peut être considérable; ainsi l'embâcle de Saumur, en 1880, n'avait pas moins de 9 kilomètres de long. Les blocs avaient $0^m,50$ d'épaisseur et la surélévation au milieu n'était pas inférieure à 5 ou 6 mètres.

Quand, avec le dégel, l'embâcle réussit à descendre le cours normal de la rivière, il y a simplement répétition, sur une grande échelle, du transport par radeaux de glace dont il était question un peu plus haut. Mais il peut arriver que l'embâcle offre aux eaux d'amont un obstacle insurmontable et les oblige à chercher une nouvelle issue sur le côté. Alors plus tard, après la fonte des glaces, les matériaux solides que la banquise avait arrachés au fond demeureront sous la forme d'une digue confuse.

Ainsi pourraient s'expliquer, selon M. Schrader (1), les anomalies que présente le cours de certaines rivières ; par exemple, le coude que fait le Rhin à Sargans, la direction que prend le gave de Pau au pied du rocher de Lourdes, au lieu de filer à travers la plaine de Tarbes, etc. En tout cas il est incontestable que des embâcles glaciaires ont dû se produire plus d'une fois dans l'histoire de nos cours d'eau et influer notablement sur leur direction. De même, la violence avec laquelle les glaçons sont entraînés lors des débâcles a rendu les mêmes cours d'eau capables d'exercer, sur les parois de leurs vallées, des effets mécaniques d'une puissance exceptionnelle.

Glace des rivières sibériennes. — En Sibérie, l'épaisseur de la couche de glace qui se forme, pendant l'hiver, sur les rivières et les lacs, varie de 1 m. à $2^m,40$ (2). Il en résulte qu'à l'exception des très grands fleuves, tels que l'Ob, le Yenisei et la Lena, tous les cours d'eau de cette contrée sont, en hiver, pris jusqu'au

(1) *Annuaire du club alpin français*, 1879, p. 559.
(2) Middendorff : *Sibirische Reise.*

Digitized by Google

fond. La surface gèle d'abord et se soulève ensuite en forme de voûte, sous l'effort des sources demeurées liquides, qui cherchent une issue et atteignent l'extérieur, où elles se congèlent aussitôt ; de cette manière, l'eau solidifiée finit par s'accumuler à une hauteur de plusieurs mètres.

Quand survient la débâcle, c'est par l'amont que les rivières recommencent à couler, les cours d'eau sibériens étant généralement dirigés du sud au nord, c'est-à-dire que leurs sources sont dans des conditions de climat beaucoup plus douces que leurs embouchures. L'eau coule d'abord à droite et à gauche des glaces amoncelées, en formant deux rivières latérales ; puis la glace, fissurée et brisée par les froids de l'hiver, se met à son tour en mouvement. Les morceaux qui adhéraient au lit de la rivière arrivent à la surface, chargés de vase, de gravier et même de gros blocs ; cette masse, souvent arrêtée dans sa course vers le nord par des barrages de glaces demeurées solides, laboure le sol en y creusant de profonds sillons et traçant, à chaque hiver, de nouvelles rives au cours d'eau. Elle transporte ainsi, de proche en proche, des matériaux que jamais la rivière n'eût été capable de déplacer.

Jattes de glace. — En Sibérie on observe souvent, dans les vallées, des *jattes* ou *écuelles* de glace (*Eismulden*) (1), qui résultent de la congélation des eaux de sources, lorsque ces dernières, sortant d'un point d'émergence où leur température est supérieure à zéro, sont obligées de couler à la surface du sol gelé. Ainsi, dans la vallée de la Turachtach, à 2 kilomètres en aval de la source, la glace forme un amas qui, à la fin de l'été, conserve encore 97 m. de long sur 25 m. de large avec $3^{m},20$ d'épaisseur.

Dans la Mandchourie chinoise, M. de Middendorff a vu de ces amas de glace, formés de couches superposées bien visibles, qui avaient de 200 à 750 mètres de largeur sur plus de trois kilomètres de long.

Glaces marines. — Des effets de transport semblables à ceux que produisent les glaces des rivières s'observent quand la mer vient à geler. L'eau salée étant d'autant plus dense qu'elle est plus froide, c'est souvent par le fond que se produit sa congélation. Il arrive ainsi parfois qu'au début de l'hiver, les marins de la Baltique et de la Norvège voient tout à coup leurs barques environnées de glaçons qui viennent de se détacher du fond et où sont encore emprisonnés des fragments d'algues. Au large du Groënland, du Labrador et du Spitzberg, ces glaces soulèvent fréquemment avec elles de grosses pierres (2) ; elles deviennent ainsi, comme les glaces côtières, un instrument de transport et de dissémination.

Ces effets ne sont pas limités aux seules contrées septentrionales et, dans quelques années exceptionnelles, ils peuvent se produire jusque dans les latitudes tempérées. Ainsi, durant les siècles historiques, le détroit de Constantinople et la partie avoisinante de la mer Noire ont été fréquemment recouverts de glace. En

(1) Dollfus-Ausset : *Matériaux pour l'étude des glaciers*, II, p. 475.
(2) Edlund : *Poggendorff's Annalen*, — in Reclus : *la Terre*, II, p. 46.

Digitized by Google

401 de notre ère, la mer Noire gela presque entièrement et, lors de la débâcle, on vit des montagnes de glace flotter pendant trente jours sur la mer de Marmara. En 762, la glace s'étendit depuis les falaises du Caucase jusqu'aux bouches du Danube et fut recouverte, disent les écrivains du temps, d'une hauteur de neige de plus de 20 coudées. Au mois de février, les débris vinrent former un immense barrage en travers de l'Hellespont (1).

§ 8

FJORDS, LACS ET CIRQUES

Caractères des fjords. — Nous ne saurions terminer le chapitre relatif aux formations glaciaires sans faire ressortir l'étroite liaison qui les unit à certains accidents caractéristiques de la surface terrestre, à savoir les *fjords* et la plupart des *lacs* de la zone tempérée froide.

Tout le monde connaît ces profondes échancrures du littoral, désignées en Norvège et au Groënland sous le nom de *fjords* et par lesquelles la mer pénètre au loin dans l'intérieur du continent en golfes étroits, diversement ramifiés. La figure 52 représente l'un d'eux, le Sogne fjord, qui serpente en Norvège au pied

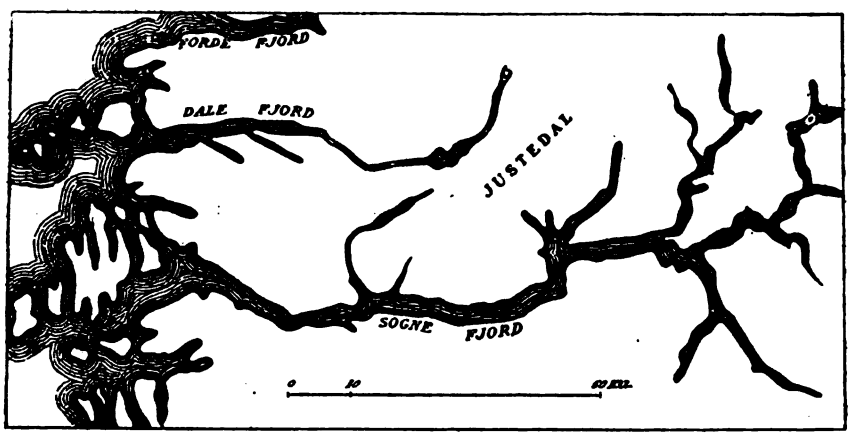

Fig. 52. — Le Sogne fjord en Norvège, par 61° lat. nord.

du grand glacier de Justedal. Le nombre de ces échancrures est tellement grand, sur la côte scandinave, que le développement total du rivage se trouve porté à 15 000 kilomètres, au lieu de 1900 qu'il devrait avoir si ces dentelures n'existaient pas. Le Lyse fjord s'avance à 43 kilomètres dans les terres; bien qu'en divers points il n'ait que 600 mètres de largeur, ses parois atteignent 1000 à 1100 mètres d'élévation et, à leur pied, la sonde ne touche le fond qu'à plus de 400 mètres. Un fjord est donc essentiellement une vallée profondément encaissée

(1) Tchihatcheff in Reclus : *la Terre*, II, p. 64.

Digitized by Google

et dans laquelle la mer pénètre. Mais ce n'est pas tout : la partie immergée du fjord ne se distingue pas, par son allure, de la partie émergée. Si, à l'aide de sondages, on réunit les éléments d'une représentation topographique, par courbes de niveau, de la portion du fjord située au dessous de la mer, on trouve qu'elle prolonge exactement, et sans aucune modification de pente, les versants émergés, en sorte que le fond du fjord, au lieu d'être plat, est un thalweg à inclinaison souvent très prononcée, formant une véritable vallée sous-marine.

Cette vallée n'a d'ailleurs pas toujours une pente continue et un grand nombre de fjords sont moins profonds à leur embouchure que dans leur intérieur. Ainsi le Hardanger fjord offre des profondeurs de 800 mètres, tandis qu'à son entrée la sonde touche le fond à 350 mètres. Dans ce fjord d'ailleurs, comme dans beaucoup d'autres, les grandes profondeurs observées sont sensiblement plus fortes que celles de la mer du Nord, non seulement dans le voisinage de la côte, mais à une assez grande distance au large.

Enfin au débouché de chaque fjord dans la mer se trouvent des chaînes d'îles caractéristiques, dont l'alignement est en général parallèle à la dernière branche du fjord et qui représentent évidemment les cimes principales d'une chaîne de hauteurs, prolongement en partie émergé des falaises du fjord.

Or cette constitution ne se concilie pas avec ce que nous savons de l'action de la mer, qui peut bien dégrader ses rivages entre le niveau de la haute et de la basse marée, mais qui est incapable de creuser de profonds sillons dans son lit. On ne peut pas davantage attribuer le creusement des fjords aux cours d'eau actuels, dont la vitesse et, par conséquent, le pouvoir d'érosion, sont complètement amortis aussitôt qu'ils atteignent le niveau de la mer. Une seule conclusion demeure admissible, c'est que ces déchirures du sol, si exactement prolongées sous la mer, existaient à l'état de vallées continentales, lorsqu'un affaissement relativement brusque du sol est venu les enfouir en partie sous la nappe océanique. Mais cela ne suffit pas et il faut encore que, jusqu'à une époque assez rapprochée de la nôtre, quelque chose ait protégé ces découpures contre l'action des vagues et celle des agents atmosphériques; autrement les uns et les autres eussent dégradé les falaises, adouci les pentes, comblé les dépressions et substitué au contour dentelé une ligne continue et régulière, comme celle qui caractérise tous les cordons littoraux.

Effets de l'occupation des fjords par des glaciers. — Cela posé, il est aisé de voir que des glaciers ont seuls pu accomplir cette œuvre de protection. Nous savons qu'un glacier excelle à déblayer la vallée qu'il occupe de tous les matériaux meubles dont elle était encombrée et que, par le travail de polissage auquel il se livre sur les parois encaissantes, il les rend très peu accessibles à la dégradation par les agents atmosphériques. Supposons donc que, lors de la formation de la chaîne scandinave, un puissant travail d'érosion, aidé par les déchirures naturelles du terrain, ait déterminé la production d'un système de vallées profondes, aboutissant à ce qui était alors la mer et qu'ensuite un accroissement

Digitized by Google

survenu dans les précipitations atmosphériques ait fait naître, sur toute la surface du massif, un épais manteau de neiges et de glaces. Chacune des vallées, nettoyée des alluvions qu'elle pouvait contenir, deviendra le lit d'un glacier, assez puissant pour se prolonger à quelque distance dans le domaine maritime, comme font aujourd'hui les glaciers du Groënland. Aussi longtemps que durera cette occupation, la forme de la vallée se conservera intacte. Si plus tard les glaces viennent à se retirer et qu'en même temps le sol s'abaisse d'une certaine quantité, la mer, pénétrant dans le lit du glacier, y formera un fjord, où les formes abruptes de l'ancienne vallée glaciaire seront d'autant mieux conservées que l'occupation aura cessé depuis moins longtemps et les deux falaises encaissantes, d'autant plus découpées en aiguilles et en pyramides par les agents d'érosion qu'elles étaient plus voisines de l'extrémité du glacier, iront, en s'enfonçant sous la mer, y former deux chaînes d'îles.

Ainsi s'explique à merveille le fait qu'il n'existe de fjords que dans les latitudes élevées et que leur développement atteint son maximum dans les régions où il est incontestable que l'action glaciaire a été le plus persistante. Dans notre hémisphère, on ne trouve rien qui ressemble à des fjords au sud de l'Adriatique et de l'Archipel grec et, de l'autre côté de l'équateur, il faut, pour en rencontrer, s'avancer presque au voisinage du détroit de Magellan. En outre, on a remarqué qu'à égalité de latitude les fjords étaient plus nombreux et mieux développés sur les côtes occidentales que sur celles qui font face à l'orient. On comprend sans peine que l'abondance habituelle des pluies sur les versants occidentaux y ait retardé la fonte des glaces, maintenant les déchirures du sol dans leur état primitif, tandis qu'elles s'oblitéraient sur les versants orientaux, plus rapidement débarrassés de leur manteau protecteur.

La liaison des fjords de Norvège avec les glaciers n'est d'ailleurs pas une simple hypothèse ; on en peut donner des preuves directes. En effet, au débouché de chacun d'eux dans la mer, on observe généralement un barrage immergé, dit *pont de mer*, qui n'est autre qu'une ancienne moraine terminale sous-marine. D'ailleurs les restes de glaciers qu'on aperçoit, dominant presque tous les fjords, disent assez ce qui se passerait si les précipitations neigeuses venaient à s'accroître sensiblement.

Ce n'est qu'après la retraite des glaciers que le travail de régularisation du littoral par la mer et les rivières a pu commencer. Or il a déjà fait des progrès sérieux dans plusieurs des fjords de la Scandinavie, tandis qu'il est presque achevé sur les côtes de l'Écosse. Si donc la période actuelle est destinée à se prolonger, on peut entrevoir le moment où même les fjords de la Norvège septentrionale auront leur fond comblé par des alluvions, tandis que la roideur des versants qui les encaissent se sera progressivement atténuée sous l'action de la pluie et des cours d'eau.

Il resterait à expliquer pourquoi tant de fjords offrent un maximum de profondeur qui, en cas d'émersion de la contrée, les transformerait partiellement en

Digitized by Google

bassins lacustres; mais cette question s'applique également aux lacs, dont nous allons parler.

Lacs alpins. — Des fjords aux lacs alpins, la transition se fait tout naturellement; d'une part, il y a identité absolue, quant aux formes topographiques, entre les fjords norvégiens et certaines parties des lacs de la Suisse telles que la branche de Fluelen, dans le lac des Quatre Cantons, ou le fond des lacs de Côme et de Garde; d'autre part, il suffirait d'un faible affaissement du sol, ramenant les eaux de l'Adriatique au dessus de la plaine lombarde, pour transformer en fjords la plupart des vallées qui débouchent du massif alpin. De même, ainsi que nous venons de le dire, un soulèvement en masse ferait, de beaucoup de fjords norvégiens ou groënlandais, des lacs semblables à ceux de la Suisse.

Cela posé, les preuves de l'action glaciaire dans la région des lacs italiens et suisses sont trop évidentes pour qu'on puisse hésiter à reconnaître qu'à une époque relativement récente des glaciers en occupaient complètement les bassins jusqu'à une grande hauteur au-dessus du niveau actuel des lacs, déposant leurs moraines à l'aval où elles forment barrage. C'est donc à la présence de la glace que ces accidents du sol ont dû d'arriver jusqu'à nous dans toute la fraîcheur de leurs formes, sans avoir été comblés par des alluvions. Ainsi ces lacs, qui ajoutent un si grand charme à la majesté des paysages alpestres, s'offrent à nous comme un héritage direct des temps glaciaires, et la même conclusion doit s'appliquer à la plupart des lacs de l'Écosse et du nord de l'Angleterre, du moins à tous ceux qui sont caractérisés par une grande profondeur, jointe à des bords escarpés.

Quelques savants sont allés plus loin; considérant que beaucoup de lacs ont leur fond sensiblement au-dessous du niveau de la mer et que, par suite, la forme de ce fond ne peut être regardée comme le produit du travail ordinaire de l'érosion, ils ont admis que les glaciers, grâce à l'énorme pression qui s'y développe, ont le pouvoir de creuser et d'affouiller leur bassin, même dans les roches dures. De cette manière les lacs n'auraient pas été seulement conservés par la glace, ils seraient un produit direct de son activité.

Cependant tout ce que l'observation nous révèle proteste contre une telle hypothèse et nous savons que, partout où les oscillations de l'extrémité d'un glacier ont permis de se rendre compte de ce qui se passe sous sa masse, on n'a jamais vu que des roches moutonnées ou striées, sans aucun indice de creusement.

Il nous paraît beaucoup plus simple d'admettre, avec MM. Studer et Alph. Favre, que, dans le travail de la formation des vallées qui descendent d'une chaîne de montagnes, l'érosion n'intervient, en définitive, que pour *débiter*, suivant les lignes de plus grande pente, un terrain disloqué et fracturé de mille manières par le phénomène mécanique auquel est dû le redressement de la chaîne. Or si l'on songe aux efforts développés en pareil cas, rien ne semblera

Digitized by Google

moins inattendu que la production d'effondrements, faisant naître des cavités en forme de bassins. La Mer Morte, avec la vallée du Jourdain, est justement un exemple de ce genre que personne, sans doute, n'imaginera d'attribuer à l'activité glaciaire. Le lac Baïkal en est un autre, plus frappant encore, car ses parties les plus profondes, à 1400 mètres au dessous de sa surface, sont plus basses de *mille mètres* que le niveau de la mer. Qui donc oserait, pourtant, attribuer aux glaciers le creusement d'un pareil bassin, alors surtout qu'il est divisé, presque en son milieu, en deux cavités que sépare une arête montagneuse arrivant à 50 ou 60 mètres de la surface?

Des cavités de ce genre, quand elles ne sont pas trop vastes pour défier tout remplissage, courent le risque, là où le travail de l'érosion est énergique, d'être peu à peu comblées par l'apport des torrents et des rivières; mais si un glacier vient à s'y établir, il lui sera facile, non seulement de maintenir la forme extérieure du bassin, mais encore d'en débarrasser le fond de tous les matériaux meubles, en leur faisant remonter une contre-pente toujours assez faible, pour les verser dans la moraine frontale. Ainsi, à notre sens, les glaciers peuvent très bien avoir affouillé ou du moins vidé, après coup, des bassins lacustres préalablement remplis d'alluvions ou de dépôts meubles; mais ils ne les ont pas créés et leur rôle s'est borné à empêcher, par leur présence, le travail de destruction par lequel les agents atmosphériques n'eussent pas manqué d'oblitérer peu à peu les formes originelles des dépressions.

Les lacs analogues à ceux des Alpes font défaut dans l'Himalaya, malgré l'immense profondeur des vallées et en même temps la plupart des observateurs ont été frappés du peu d'étendue qu'occupent, dans cette chaîne, les manifestations de l'ancienne activité glaciaire. Toutes les vallées sont des ravinements en forme de V et les deux versants viennent se rejoindre suivant le thalweg, ne laissant presque jamais entre eux de fond plat. Cependant, d'après M. Déchy (1), il suffit d'un peu d'attention pour reconnaître, en beaucoup de points, des traces d'anciens bassins lacustres, aujourd'hui asséchés et remplis de débris. Il est donc probable que la disparition de ces lacs et, sans doute aussi, celle des polis glaciaires, doivent être attribuées au climat de la contrée et à la puissance des érosions qui s'accomplissent sous l'influence des effrayantes chutes de pluie dont cette région est le théâtre. Tous les paysages de l'Himalaya portent l'empreinte, profondément accentuée, de la supériorité du travail de l'érosion et c'est ainsi peut-être que les agents atmosphériques et les torrents ont eu raison, dans cette chaîne, de formes d'ancienne date dont un climat plus modéré a permis ailleurs la conservation.

Lacs de barrages glaciaires. Il y a, dans la zone tempérée froide, beaucoup de lacs qui se rattachent, presque aussi étroitement que les précédents, au phénomène glaciaire: ce sont ceux qui résultent du barrage d'une vallée par une

(1) *Alpine Journal*, X, p. 7.

Digitized by Google

ancienne moraine. Tel est le cas de la plupart des lacs des Vosges, entre autres de celui de Gérardmer, dont les eaux, arrêtées par une digue morainique dans la direction où devait se faire leur écoulement naturel, ont été obligées de refluer en arrière jusqu'à ce qu'elles aient pu trouver une issue en se déversant de côté dans la vallée de la Vologne. Le lac Blanc, le lac de Retournemer et d'autres de cette région sont ainsi retenus par des barrages ayant la même origine.

On conçoit qu'il n'y ait pas de démarcation bien tranchée entre ces lacs de barrage et ceux de la catégorie précédente. Toutefois l'action glaciaire y est moins directe, les traits extérieurs de la dépression lacustre sont moins abrupts et il peut se faire d'ailleurs que l'ancien glacier dont la moraine a formé barrage ait occupé, non la vallée aujourd'hui transformée en lac, mais une gorge latérale.

Lacs scandinaves. — Si de là nous portons nos regards vers les régions du globe où l'on peut dire que le phénomène lacustre est le plus développé, c'est-à-dire vers la Scandinavie méridionale et la Finlande, là encore la liaison des lacs avec l'ancienne extension des glaciers apparaîtra dans toute son évidence. Ces surfaces parsemées de lacs et d'étangs, sur lesquels aucun régime fluvial défini n'a encore eu le temps de s'établir, sont remplies de roches moutonnées et jonchées de blocs erratiques.

Leurs analogies doivent être cherchées dans cette bande littorale étroite du Groënland occidental, que la glace vient à peine d'abandonner et dont elle tend aujourd'hui à reprendre possession. On sent que toutes ces régions devaient être occupées naguère par une calotte glaciaire continue, laissant circuler entre elle et le sol sous-jacent des courants d'eau mal définis, mais suffisants pour nettoyer la surface de tous les menus débris. Ainsi se préparaient des cuvettes lacustres, où l'humidité actuelle du climat suffit à maintenir des nappes d'eau d'importance très diverse, depuis les grands lacs jusqu'à des flaques insignifiantes.

En résumé, sans méconnaître la grande multiplicité des causes qui, en barrant une vallée ou en faisant naître une dépression dans le sol, sont capables de donner naissance à des bassins lacustres, on peut dire que la plupart des lacs de la zone tempérée froide doivent leur origine au phénomène glaciaire, non que la glace ait creusé les cavités où les eaux atmosphériques sont venues se réunir, mais parce que c'est presque toujours elle qui a empêché le comblement de dépressions, antérieurement creusées par les agents ordinaires d'érosion ou produites par les grands mouvements du sol.

Cirques. — Une question intimement liée aux précédentes est celle des *cirques* des pays de montagnes. On donne ce nom à des cavités en forme d'entonnoirs coniques, parfois même presque cylindriques, découpées à pic dans le flanc des chaînes et dont les parois entourent, en formant souvent plus que le demi-cercle, un fond plat qui devient l'origine d'un ravin ou d'une vallée. Il ne s'agit donc pas ici de ces nombreux entonnoirs torrentiels, où le travail des

Digitized by Google

eaux sauvages s'accomplit encore aujourd'hui d'une manière visible, mais des cirques aux parois presque verticales, comme on en observe dans le voisinage des crêtes, et dont on peut citer de nombreux exemples en Norvège, où ils dominent leur fond de 400, quelquefois de 700 mètres.

M. Helland (1) a remarqué que, soit en Norvège, soit au Groënland, les cirques de ce genre abondent surtout au voisinage immédiat de la limite des neiges persistantes. La même chose serait vraie en Italie où, d'après Gastaldi, la plupart des cirques se rencontrent entre 2,000 et 3,000 mètres d'altitude. Aussi le fond des cirques est-il habituellement occupé par un petit glacier. On observe de plus, en Norvège, que tous les cirques ont leur ouverture tournée dans le quadrant compris entre le N. O. et le N. E. Il y a donc une liaison intime entre les cirques et les glaciers, puisque ces derniers ont beaucoup plus de facilité à se maintenir dans les vallées s'ouvrant au nord, où ils sont mieux protégés contre l'action solaire. Enfin il est à peine besoin d'ajouter que la nature des roches et l'allure générale des terrains excluent toute idée d'intervention de l'activité volcanique.

Mais la liaison constatée du phénomène des cirques avec celui des glaciers doit-elle nous porter à admettre, entre l'un et l'autre, une relation de cause à effet? Nous ne le pensons pas et, à notre avis, la glace ne fait que jouer, à l'égard des cirques, le même rôle protecteur que nous lui reconnaissons dans le déblaiement et la conservation des bassins lacustres. Quant aux cavités elles-mêmes, il nous semble permis d'y voir, comme pour les lacs, le résultat du travail combiné des mouvements orogéniques et des agents d'érosion.

(1) *Quarterly Journal of the geolog. Society of London*, XXXV, p. 161.

Digitized by Google

DEUXIÈME SECTION

ACTIONS CHIMIQUES

CHAPITRE I

ACTIONS CHIMIQUES DE L'EAU DES MERS

§ 1

PHÉNOMÈNES D'ÉVAPORATION

Substances dissoutes dans l'eau de mer. — L'action des vagues marines sur les roches des rivages ne se borne pas à les réduire en fragments plus ou moins grossiers, destinés à faire partie des dépôts de plages ou des sédiments sous-marins. Une portion des éléments de la côte se dissout dans l'eau de mer et vient augmenter la quantité normale des substances que cette eau renferme en dissolution. En effet, les expériences de M. Daubrée (1) ont montré qu'en faisant rouler les uns sur les autres, au sein de l'eau, des cailloux appartenant aux roches les plus dures, telles que le granite, on obtenait, non seulement du sable et du limon argileux, mais encore une proportion notable de sels dissous. Telle est, avec la précipitation de certaines substances ayant existé dans l'atmosphère primitive du globe, l'origine des matières contenues en dissolution dans l'eau de mer, dont elles forment de 35 à 37 parties sur 1000. Rappelons que, dans ce résidu solide, que l'eau marine abandonne par évaporation, il y a environ 27 parties de chlorure de sodium, 3 à 5 de chlorure de magnésium, 1 à 8 de sulfate de chaux, 1 à 2 de sulfate de magnésie, 4 à 0,7 de chlorure de potassium, 1 à 0,03 de carbonate de chaux, 1 à 0,02 de bromure de magnésium, enfin de l'iode et des traces d'argent, de cuivre, etc.

Évaporation de l'eau de mer. — Lorsque, par suite de circonstances spéciales, l'eau de la mer est soumise à une évaporation très active, sans qu'aucun apport vienne réparer ses pertes, il arrive un moment où quelques unes des substances contenues dans cette eau ne peuvent plus y rester en dissolution. Cet effet se produit d'abord pour la moins soluble de toutes, qui est le sulfate de

(1) *Géologie expérimentale*, p. 268.

Digitized by Google

chaux ; un dépôt de gypse tapisse donc le fond du bassin où a lieu l'évaporation. Ensuite se dépose le sel marin, et l'eau-mère qui surnage, riche en sulfates de magnésie et de potasse avec chlorures, peut donner lieu à une cristallisation de polyhalite.

D'après M. Usiglio (1), la première substance qu'abandonne par évaporation l'eau de la Méditerranée est le carbonate de chaux, mélangé d'un peu d'oxyde de fer. Quand la concentration dépasse 16°,75 de l'aréomètre de Baumé, le gypse commence à se précipiter ; au delà de 26°,25, c'est le tour du sel marin, du sulfate de magnésie et du chlorure de magnésium. Le brômure ne se dépose qu'à 28°,25.

La concentration de l'eau de mer, qu'on provoque artificiellement par la création de *marais-salants*, s'accomplit d'elle-même dans certaines circonstances. L'un des plus remarquables bassins naturels d'évaporation est le golfe de Kara-Boghaz, ou *Gouffre Noir*, qui s'étend, sous le 51e parallèle, sur une surface de plus de 16 000 kilomètres carrés, à l'est de la mer Caspienne, à laquelle il est relié par un chenal de 200 à 800m de largeur sur 4 kilomètres de long, n'ayant guère plus d'un mètre de profondeur à l'entrée (2). Un courant venu de la Caspienne circule toujours dans ce détroit avec une vitesse moyenne de 5 ou 6 kilomètres à l'heure, ne s'abaissant jamais au-dessous de 2k,75. La profondeur du bassin n'est, en moyenne, que de 4 à 12 mètres ; l'évaporation y est considérable, surtout en été et comme, en raison de la faible profondeur du détroit, aucun contre-courant inférieur ne peut s'y établir, le Kara-Boghaz est bien réellement une sorte de chaudière où l'eau de la Caspienne vient se concentrer. On a calculé que 350 000 tonnes de sel sont ainsi amenées, chaque année, dans ce réservoir. Déjà aucun animal n'y peut plus subsister et les rivages du golfe sont dépourvus de toute végétation. Les poissons entraînés par le courant deviennent aveugles au bout de cinq jours.

Aux environs du Kara-Boghaz, sur le pourtour de la péninsule de Manghichlak, on peut observer, dans une série de lagunes, tous les degrés possibles de concentration saline. L'une de ces lagunes reçoit encore, de temps en temps, les eaux de la mer et n'a déposé sur ses rives qu'une mince couche de sel. Une autre a son fond caché par une assise épaisse de cristaux roses ; enfin d'autres sont déjà asséchées et le sel qui en tapisse le fond est en partie recouvert par des sables.

Sur les bords de la Mer Noire, où pourtant la proportion de sel est moindre que dans le reste de la Méditerranée, des bassins d'évaporation naturels se forment, chaque été, en Bessarabie, au sud d'Odessa. Ces *limans*, couvrant plusieurs centaines de kilomètres carrés, donnaient, en 1825, 120 000 tonnes de sel pur (3), dont la masse avait, au centre des bassins, 0m,30 d'épaisseur. Le même travail

(1) *Ann. de Chimie et de Physique*, 3e série, XXVII, p. 172.
(2) E. Reclus, *l'Asie Russe*, p. 422.
(3) Bischof in Reclus, *la Terre*, II, p. 33.

Digitized by Google

naturel, régularisé par l'intervention de l'homme, donne naissance, dans la Méditerranée et sur les côtes de l'Océan, aux *marais-salants*, où l'eau, au lieu de s'évaporer au hasard, est conduite de compartiment en compartiment pour s'y saturer graduellement et déposer des couches égales de sel pur.

Phénomènes d'agglutination par les eaux marines. — Lorsque l'eau de mer contient en suspension une suffisante quantité de sels calcaires, l'évaporation rapide à laquelle elle est soumise sur certaines plages suffit pour déterminer la précipitation du carbonate de chaux, qui sert alors de ciment pour agglutiner les fragments de sable ou les débris de coquilles. Cette réaction n'a pas besoin pour se produire d'une très haute température ; car des formations de ce genre s'observent en France aux environs de Royan, et même on en a signalé jusqu'à Elseneur, près de Copenhague (1). Sur la plage de Folkestone, en Angleterre, les galets accumulés près de la falaise crayeuse s'agglomèrent sur certains points en un véritable poudingue. Mais dans ce cas, à l'action de l'eau de mer se joint celle des eaux d'infiltration venant de la terre ferme. En effet, ces poudingues modernes s'observent sur des points où des éboulements de l'argile du gault sont venus recouvrir les terrasses de galets des hautes mers. Les infiltrations se font jour entre l'argile et les cailloux et déposent, dans les interstices de ces derniers, une sorte de vase calcaire qui acquiert rapidement une grande dureté.

Sur les côtes de la Méditerranée française, les formations de roches dures par agglutination contemporaine des sables et des coquilles brisées sont nombreuses ; elles le sont encore davantage en Sicile, où la température moyenne des eaux atteint 18° et en Algérie, où le ciment de ces conglomérats modernes est très dur et cristallin. On voit souvent, sur ces côtes, les galets recouverts d'un vernis qui a tout à fait l'aspect d'un verre silicaté, bien que, en réalité, il soit presque uniquement composé de carbonate de chaux. Tel est, en particulier, le cas de certains calcaires magnésiens du littoral de la Méditerranée et de l'Adriatique, qui se recouvrent d'une enveloppe mamelonnée, très adhérente, verdâtre ou noirâtre et vernissée. M. Cloëz (2) a trouvé, dans ce dépôt, environ 92% de chaux carbonatée, 1,22 de silice et 0,71 de matière organique, avec 4,56 d'eau et un peu de sel marin et de carbonate de magnésie. M. Vélain a constaté l'existence d'un dépôt analogue sur les roches basaltiques de l'île de la Réunion et la même observation a été faite par M. des Cloizeaux sur des roches feldspathiques de l'île d'Elbe.

Mais c'est surtout dans les mers tropicales, comme celle des Antilles, que le phénomène de la formation contemporaine des pierres se produit dans toute son ampleur, sous l'action d'un soleil qui porte la température de l'eau de mer de surface jusqu'à 32°. Le tuf de la Guadeloupe, célèbre par le squelette de Caraïbe qu'on y a trouvé, appartient à cette formation. En plusieurs endroits de la Côte-Ferme, on exploite activement ces carrières de pierre marine pour la

(1) Reclus : *La Terre*, II, p. 231.
(2) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VI, p. 84.

Digitized by Google

construction des maisons et les excavations qu'on y pratique sont bientôt comblées par de nouveaux matériaux; aussi les nègres ont ils donné le nom expressif de *Maçonne-bon-Dieu* à ces pierres qui semblent croître sous les pas mêmes des travailleurs (1).

De même, les sables calcaires, provenant de la destruction des récifs de polypiers et rejetés sur les plages voisines, peuvent être rapidement agglutinés en un véritable calcaire oolithique. Nous reviendrons du reste sur ce mode de formation en traitant des constructions élevées par les coraux. Pour le moment, qu'il nous suffise d'avoir constaté que les causes chimiques s'ajoutent aux diverses causes mécaniques, physiques et physiologiques pour assurer la stabilité des édifices dont la vague a été le premier architecte.

§ 2

ACTIONS CHIMIQUES DANS LES MERS PROFONDES

Argile rouge des grands fonds. — Les recherches du *Challenger* ont montré que, dans les grandes profondeurs de l'Atlantique et du Pacifique, le fond de la mer est tapissé par une *argile rouge* ou *grise* caractéristique, dont la formation paraît se faire avec une très grande lenteur et qui ne contient qu'un petit nombre d'éléments détritiques, consistant surtout en esquilles de pierre ponce. Cette argile n'est pas amorphe à la manière des précipités chimiques et, d'après M. Murray (2), il est douteux que la matière amorphe entre pour moitié dans sa composition. Elle est chargée de peroxydes de fer et de manganèse et ce dernier y paraît constant, soit sous forme de grains disséminés, soit sous forme de nodules concrétionnés, de couleur brun-chocolat et à cassure terreuse.

Il résulte des études du R. P. Renard (3) que l'argile rouge des grandes profondeurs paraît être le plus souvent le produit de la décomposition, opérée sur place, d'un tuf palagonitique, d'origine volcanique, qui formerait, dans ces parages, le fond de l'océan. Cette décomposition, malgré la température, voisine de zéro, à laquelle elle s'effectue, n'en donne pas moins naissance à des minéraux nettement cristallisés, dans lesquels le P. Renard a reconnu des zéolithes appartenant, pour la plupart, à l'espèce dite *christianite*. Ces zéolithes forment près du quart du dépôt du fond. Il est probable que la décomposition qui les fait naître s'accomplit avec une lenteur extrême et que l'argile rouge ne forme qu'un mince enduit sur le fond volcanique de la mer. En effet, nous avons vu plus haut (4) que des quantités, relativement considérables, d'ossements de cétacés et de dents de requins, représentant non seulement bien des générations, mais

(1) Reclus : *La Terre*, II, p. 232.
(2) Murray in *Proceedings of the Royal Society*, XXIV.
(3) *Nature*, n° 516, vol. XX. — *Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt*, n° 7, 1880.
(4) Voy. *antè*, p. 127.

Digitized by Google

encore bien des périodes géologiques, peuvent s'accumuler à la surface de cette argile sans que ces restes soient exposés à être recouverts par autre chose qu'un enduit plus ou moins épais de peroxyde de fer et de manganèse, déposé par couches concentriques.

Nodules manganésifères. — En réalité, ce sont les nodules manganésifères qui paraissent être la principale caractéristique des dépôts d'eau profonde. On les a observés, dans le Pacifique, sans discontinuité depuis Valparaiso jusqu'aux îles Marquises et, de plus, autour des Sandwich ainsi que sur deux zones très étendues, situées entre ces îles et le Japon. L'Atlantique en contient, bien que dans une moindre proportion, autour des Canaries comme entre le Cap-Vert et les Antilles.

Les plus gros de ces nodules ont de 4 à 5 centimètres de diamètre. Ils sont arrondis, mamelonnés et formés de couches concentriques très régulières. On y trouve, avec les peroxydes de manganèse et de fer, de la silice, un peu de chaux, de magnésie, de cobalt et d'acide phosphorique. La concentration du manganèse a toujours eu lieu autour d'un corps étranger, soit un fragment de pierre ponce, soit, le plus souvent, une dent de squale ou quelque autre organisme. De petites serpules sont fréquemment adhérentes à la surface des nodules. Il est probable que les substances dont ces curieuses concrétions sont formées ont été, comme les éléments des zéolithes, empruntés au fond volcanique de l'océan; en tout cas on voit que, dans ces profondeurs, une température de zéro et une pression de cinq ou six cents atmosphères ne gênent pas plus l'accomplissement des phénomènes de cristallisation ou de concrétion que celui des fonctions physiologiques.

L'étude détaillée des échantillons recueillis par le *Challenger* est destinée, sans nul doute, à nous apporter, sur les réactions dont le fond des mers est le théâtre, plus d'une révélation inattendue. Cette étude, dont le soin a été confié par le gouvernement anglais au R. P. Renard, est aujourd'hui en voie d'achèvement. Jusqu'à ce qu'elle soit publiée, nous devons nous contenter des quelques résultats ci-dessus mentionnés.

CHAPITRE II

ACTIONS CHIMIQUES DES EAUX CONTINENTALES

Les eaux d'infiltration ne se bornent pas à alimenter des nappes souterraines qui, par les sources, trouvent une issue au dehors dans les fleuves, en produisant les effets mécaniques que nous avons précédemment analysés. En pénétrant lentement dans le sol, quelle que soit sa compacité, l'eau se charge par dissolution de substances diverses. Par là, non seulement elle modifie, quelquefois à

Digitized by Google

un très haut degré, la composition des roches qu'elle traverse, désagrégeant la plupart d'entre elles et les rendant plus accessibles à l'influence des agents de transport; mais encore elle entraîne une partie de leurs éléments constituants et, après avoir accompli un certain parcours souterrain, les restitue sous une autre forme, à un niveau inférieur, au flanc ou sur le fond de quelque vallée, dans de nouvelles et meilleures conditions de stabilité.

§ 1

PHÉNOMÈNES DE DISSOLUTION

Pouvoir dissolvant de l'eau pure. — Si l'eau était absolument pure, son rôle chimique serait à peu près négligeable et les roches solubles, comme le sel gemme et le gypse, auraient seules à compter avec sa puissance dissolvante. A la température ordinaire, on compte qu'il faut 50 000 parties d'eau pure pour dissoudre une partie de carbonate de chaux; il en faudrait plus de 200 000 pour 1 de silicate d'alumine. La silice, à l'état gélatineux, se contente de 7500 parties d'eau pure; enfin il en faut 460 pour 1 de gypse. Il est vrai que nous ne nous occupons en ce moment que du pouvoir dissolvant de l'eau; mais il ne faut pas oublier qu'à côté de la dissolution il y a des phénomènes d'*hydratation* auxquels se prêtent bien des minéraux, en particulier l'anhydrite, même le feldspath et le mica; seulement ces phénomènes s'opèrent rarement sous la seule influence de l'eau pure. En résumé, cette dernière est, à elle seule, un agent géologique très peu efficace et l'on pourrait même dire qu'elle protège les roches qu'elle recouvre; car une surface dure de rocher, constamment baignée par l'eau courante, est mieux garantie qu'une autre contre toute altération chimique, qui exige habituellement le concours des gaz de l'atmosphère ainsi que les alternatives de la sécheresse et de l'humidité.

Les seules roches directement attaquables par l'eau pure sont le sel gemme et le gypse. Pour le sel, la dissolution est si facile que tous les gisements de cette substance auraient depuis longtemps disparu sans la protection offerte par les argiles au milieu desquelles ils sont toujours intercalés. Cette protection est assez efficace pour qu'à Stassfurt, les chlorures qui accompagnent le sel se soient conservés à l'état de cristaux, tandis que la moindre exposition à l'air les fait tomber en déliquescence.

Néanmoins beaucoup d'argiles salifères sont parcourues par des infiltrations qui trouvent plus bas une issue et ainsi naissent les sources salées, d'autant plus abondantes que les infiltrations qui leur donnent naissance ont pu se faire jour dans des fentes, au lieu de suinter goutte à goutte par les affleurements de la roche.

Nous avons dit que le gypse se dissolvait dans 460 parties d'eau. Il en résulte

Digitized by Google

que, dans un pays où la chute annuelle de pluie atteindrait 1 mètre et où l'infiltration en profiterait pour un quart, soit $0^{m},25$, l'eau, en se saturant, ferait disparaître, par chaque centimètre carré, $0^{gr},054$ de gypse, soit environ une couche de $0^{m},00023$. Ainsi une colline de gypse de $2^{m},30$ de hauteur pourrait être enlevée en 10 000 ans par le seul fait de l'infiltration. Mais, en supposant la roche à nu, les eaux de ruissellement superficiel prendraient aussi part à la dissolution qui se trouverait alors sensiblement accélérée. On conçoit donc que, dans le cours des âges, d'importantes cavités doivent naître dans l'intérieur d'un massif gypseux.

Hydratation. — L'hydratation directe se fait sentir principalement sur les minerais de fer, qui se transforment en limonite ou peroxyde hydraté et sur l'anhydrite qui se transforme en gypse en absorbant le quart de son poids d'eau. Cette dernière réaction a pour conséquence un gonflement considérable de l'anhydrite, dont le volume augmente d'environ 33 %. Sur la lisière méridionale du Hartz, près d'Ellrich, le foisonnement de l'anhydrite fait naître des protubérances de gypse en écailles concentriques, ayant jusqu'à $1^{m},30$ de hauteur et souvent creuses à l'intérieur. Lorsque leur sommet s'effondre, il en résulte ce qu'on appelle dans le pays des *trous de nains* (1). La force d'expansion que développe cette hydratation est telle qu'elle suffit pour briser les cristaux de quartz et de dolomie disséminés dans le gisement.

Mouvements du sol produits par l'action chimique de l'eau. — Dans les régions où il existe en profondeur des roches solubles, accessibles à l'action des eaux d'infiltration, le travail de ces dernières se traduit souvent par des mouvements du sol, éboulements, effondrements et tremblements de terre. En 1855, la vallée de Visp en Valais ressentit, pendant plus d'un mois, une série de mouvements qui firent naître des fentes dans les rochers et causèrent, avec de nombreux éboulements, la destruction de plusieurs maisons. Comme il existe dans cette région plus de 20 sources séléniteuses, dont chacune enlève au sol, en une seule année, au moins 200 mètres cubes de gypse, on comprend que ce soit dans ce gigantesque travail de dissolution qu'il convienne de chercher la cause principale, non seulement de ce tremblement de terre de 1855, mais aussi, peut-être, de beaucoup des 1019 tremblements ressentis en Suisse de 1700 à 1854 (2).

Les pays calcaires parcourus, comme celui de Karst, par un réseau compliqué de canaux souterrains et de grottes, sont sujets aussi à de fréquents effondrements, toutes les fois que le plafond de l'une des cavités vient à céder. Il en résulte, pour la contrée, une cause permanente de tremblements de terre, n'ayant rien à voir avec le jeu de la dynamique interne.

Enfin les changements de volume qui accompagnent la transformation de l'anhydrite en gypse sont susceptibles d'introduire, dans la stratification des couches superposées, des bouleversements très marqués. La figure 53 repré-

(1) Credner : *Traité de Géologie, trad. française.* Paris 1879, p. 183
(2) Credner : *ibid.*, p. 203.

Digitized by Google

sente, d'après M. Credner, les contournements qu'a subis le grès bigarré d'Hôhneburg, près d'Eisleben, sous l'influence du gonflement des amas gypseux du système sous-jacent. Les couches y sont plissées et disloquées de mille manières, comme peuvent l'être celles des schistes anciens de la vallée de la Meuse ou les micaschistes du plateau central de la France; et comme ces contournements sont limités au grès bigarré, tandis que le grès rouge et le schiste cuivreux ont conservé la régularité de leur dépôt, il est clair que la cause de ce phénomène doit être uniquement cherchée dans l'augmentation de volume de l'anhydrite lors de sa transformation en gypse.

Fig. 53. — Bouleversements du grès bigarré d'Hôhneburg. *a*, grès rouge; *b*, schiste cuivreux et zechstein; *c*, cendres, dolomie et marne rouge avec amas gypseux; *d*, grès bigarré; *e*, effondrement.

Pouvoir de l'eau chargée d'acide carbonique. — L'eau de pluie contient en dissolution de l'oxygène et de l'acide carbonique. D'après M. Péligot, un litre d'eau de pluie renferme 25 centimètres cubes de gaz dissous et, dans cette quantité, il y a 31,20 % d'oxygène et 2,40 % d'acide carbonique. De plus, dans son passage à travers le sol, surtout quand il s'y trouve des matières organiques, l'eau de pluie se charge encore d'une quantité, souvent notable, d'acide carbonique.

En s'infiltrant dans les roches poreuses, l'eau abandonne une grande partie des gaz qu'elle tenait en dissolution; cet effet se produit même avec des roches dont les éléments ne peuvent subir, de la part des gaz dissous, aucune action chimique appréciable. Ainsi MM. Lefort et Poggiale ont constaté qu'après avoir traversé du sable quartzeux pur, une eau qui contenait en dissolution $7^{cc},18$ d'oxygène n'en renfermait plus, à sa sortie, que $5^{cc},91$. A plus forte raison, quand l'eau de pluie circule dans des roches poreuses riches en éléments oxydables, doit-elle leur abandonner la presque totalité des éléments gazeux qu'elle avait absorbés.

Or une eau chargée d'acide carbonique a la propriété de dissoudre le calcaire en le faisant passer à l'état de bicarbonate. De plus, la même eau décompose, à la température ordinaire, les silicates de chaux, de potasse, de soude, d'oxyde ferreux et d'oxyde manganeux. Or ces silicates existent en grandes quantités dans les roches non calcaires. Aussi peut-on dire que, sur toute son étendue, la surface du globe subit, de la part des eaux météoriques, une action chimique notable.

C'est l'action de l'eau chargée d'oxygène et d'acide carbonique qui fait naître, à l'affleurement de la plupart des filons métallifères, un *chapeau de fer* (*Eiserner hut*), formé de limonite et de carbonates hydratés.

Altération des roches silicatées. — Les roches qui contiennent soit du feldspath, soit des silicates basiques tels que le pyroxène et l'amphibole, sont attaquées par les eaux chargées d'acide carbonique. Il se fait des carbonates alcalins ou alcalino-terreux, qu'on reconnaît à l'effervescence de la roche quand on la traite par les acides et les silicates alumineux, s'il y en a, demeurent.

Digitized by Google

donnant naissance à un produit analogue au kaolin (1), d'où le nom de *kaolinisation*, attribué à ce mode d'altération des roches feldspathiques. D'ailleurs les silicates alcalins, en se transformant en carbonates, abandonnent de la silice et, si le passage des eaux d'infiltration est assez rapide pour qu'elles ne puissent pas enlever cette silice par dissolution à mesure qu'elle se sépare, on la voit demeurer, sous forme de veines, dans la roche altérée. Lorsque celle-ci contient des grains de quartz, ces derniers restent inattaqués; mais la kaolinisation du feldspath qui les entourait et l'entraînement par les eaux de l'élément argileux ameubli laisse le quartz en grains isolés et c'est ainsi que, sous la seule influence des eaux d'infiltration, la plupart des roches granitiques se transforment en *arène*.

Dans nos climats, il n'est pas rare de voir cette transformation se faire sentir jusqu'à 15 ou 20 mètres de la surface; on peut observer, dans les tranchées du chemin de fer de Tulle à Ussel, des massifs de granite entièrement changés en arène, sans que les détails de leur structure primitive aient disparu. Parfois, au milieu de ces arènes, subsistent quelques blocs inaltérés, entourés par des écailles concentriques de plus en plus attaquées; d'autres fois, l'altération a gagné jusqu'au centre, mais les zones concentriques se voient encore très bien, grâce à la diversité de leurs colorations. Dans le Cotentin, le granite de Vire, malgré sa compacité, a subi, sur plusieurs mètres, cette transformation en sable, au milieu duquel subsistent de gros blocs durs aux formes arrondies. Aussi les chaînes de granite de cette région eûssent-elles, pour la plupart, depuis longtemps disparu, entraînées par les eaux courantes, si chacune d'elles n'était, pour ainsi dire, enchâssée entre deux murs de grauwacke cambrienne silicifiée, qui l'ont préservée de la destruction.

Quant aux micaschistes et aux gneiss, on peut voir, en divers points du Plateau Central, à quel état d'altération les eaux météoriques les ont réduits à la surface; ce ne sont plus, bien souvent, que des feuillets argileux pourris, sans consistance, prêts à s'écrouler sous la moindre impulsion; quelques-uns affectent des colorations rouges ou roses d'une grande vivacité.

Ce qui prouve bien que la kaolinisation des roches granitiques est l'œuvre de l'air humide, aidé par les variations de la température atmosphérique, c'est qu'elle ne se produit pas d'une manière appréciable en Égypte. Dans ce pays, favorisé d'un climat très égal et absolument sec, le granite se conserve à travers les siècles sans altération sensible. Au contraire, à Saint-Pétersbourg, cette roche, même quand elle a été polie, se détériore très rapidement. On ne saurait s'en étonner quand, par les belles nuits d'hiver, on voit scintiller à sa surface, comme autant de diamants, d'innombrables petits cristaux de glace, dont chacun est un outil microscopique appliqué à la destruction du granite.

Il importe d'observer qu'en parlant de la *kaolinisation* des roches feldspathiques, nous n'entendons nullement attribuer aux eaux d'infiltration la formation

(1) Ebelmen : *Comptes rendus*, XX, p. 1415.

Digitized by Google

des grands gisements de kaolin, tels que ceux du Limousin. Ces gisements sont en rapport intime avec certaines roches cristallines et doivent être considérés comme contemporains de l'éruption de ces dernières. La kaolinisation due aux eaux météoriques est purement superficielle et si elle peut avoir donné naissance, çà et là, à quelques veines d'une argile assez pure pour mériter le nom de kaolin, il y a loin de ces formations très restreintes aux grands gisements exploités pour la fabrication de la porcelaine et dont nous aurons plus tard à nous occuper.

Dans les régions tropicales, où la chaleur est extrême et où, dans certaines saisons, les précipitations atmosphériques sont très abondantes, la puissance des eaux météoriques peut s'exercer, même sur les roches silicatées, jusqu'à une profondeur d'une centaine de mètres. Il en résulte un dépôt terreux rougeâtre, connu sous le nom de *latérite* et qui est caractéristique des régions tropicales de l'Inde et de l'Amérique du sud, où d'ailleurs toutes sortes de roches ont pris part à sa formation.

Les roches de la famille basaltique, qui contiennent des silicates basiques tels que l'amphibole et le pyroxène, s'altèrent assez rapidement à l'air humide. Il se fait des carbonates, parmi lesquels du carbonate ferreux, caractérisé par sa tendance à passer à l'état de limonite ou oxyde de fer hydraté. Cette limonite, jointe au résidu argileux de la décomposition des silicates, forme à la surface de la roche un enduit qui devient de plus en plus meuble avec le temps. Aussi sa partie extérieure est-elle constamment enlevée par le vent et la pluie, de telle sorte que l'épaisseur de la croûte altérée demeure constante, le gain en profondeur compensant la perte au dehors.

Altération des schistes et des quartzites. — Les schistes argileux s'altèrent au contact de l'eau et de l'air humide et se réduisent, soit en terres meubles, soit en argiles plastiques. Cette dernière transformation peut s'accomplir avec une assez grande rapidité. Ainsi, dans les environs de Liège, des infiltrations déterminées par d'anciens travaux de mines ont suffi pour changer un schiste houiller en argile plastique grise, sur une épaisseur de $0^m,10$ et cela en moins de sept siècles (1). Quant aux blocs de schistes houillers, exposés sur des remblais à toutes les intempéries, ils n'ont besoin que de quelques années pour se réduire en une pâte argileuse douée de plasticité.

Dès 1847, Dumont (2) avait signalé les altérations que l'exposition à l'air fait subir aux quartzites verdâtres du terrain cambrien de l'Ardenne. « Le premier degré d'altération consiste en changement de couleur. Le quartzite offre d'abord quelques taches rougeâtres, puis devient entièrement rouge par la suroxydation du fer qu'il contient; il devient ensuite grenu ou schistogrenu et se transforme en grès rouge-brique, qu'une altération plus grande convertit en grès jaune par hydratation de l'oxyde ferrique, et quelquefois en grès blanchâtre par

(1) Firket : *Annales de la Soc. géol. de Belgique*, I, p. 60.
(2) *Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne*, p. 10.

Digitized by Google

dissolution ultérieure et complète de cette dernière substance. A mesure que la texture se modifie, la roche perd de sa cohérence et finit par devenir friable. »

Altération des calcaires. — Les roches calcaires sont très sensibles à l'action de l'air et de l'humidité : d'une part, en raison des matières organiques qu'elles contiennent généralement, elles subissent à l'air une combustion lente, qui leur donne une teinte plus claire ; d'autre part, les sels ferreux s'oxydent et communiquent à la roche une coloration brune ou rougeâtre. Mais l'effet le plus remarquable est la dissolution du calcaire par les eaux carboniques et la production, à la surface, de poches que remplit une terre rouge caractéristique. C'est la *terra rossa* de la Carniole et de tant d'autres pays calcaires. On peut constater expérimentalement que les calcaires en apparence les plus blancs, tels que le marbre et la craie, donnent, quand on les traite par un acide, un résidu argileux rougeâtre. La constance avec laquelle les terres rouges ou les limons rouges recouvrent tous les affleurements calcaires, pénétrant dans leur masse sous forme de cavités déchiquetées, qu'on ne saurait, en aucune façon, rapporter à des effets mécaniques d'érosion et de ravinement, autorise à penser qu'on a sous les yeux le produit, accumulé à la suite d'une longue exposition à l'air, de la dissolution même du massif sous-jacent. Tandis que 50 000 parties d'eau pure sont nécessaires pour dissoudre une partie de calcaire, 1000 parties d'eau carbonique, soit cinquante fois moins, suffisent pour produire le même résultat. Cela ne constitue pas, sans doute, un agent chimique d'une grande puissance intrinsèque, mais cette force, toujours à l'œuvre et secondée par les variations de la température, si efficaces pour opérer la désagrégation des roches, finit par produire des effets assez sensibles.

Lapiez ou Karrenfelder. — C'est encore, selon toute apparence, à une action chimique produite par les eaux atmosphériques qu'il convient de rapporter ces singuliers ravinements que présente la surface de certains calcaires et que l'on connaît, dans la Suisse allemande, sous le nom de *karrenfelder*, dans la Suisse française, sous celui de *lapiez*. Ce sont des rigoles ou des ornières sinueuses, qui dessinent à la surface des affleurements calcaires tout un réseau de rainures et qu'on observe surtout dans les régions de grande altitude. On a souvent attribué la formation de ces rigoles à l'action de la pluie ou à celle des glaciers. La preuve que ces derniers n'y sont pour rien est que, toutes les fois qu'ils envahissent des lapiez, ils les font disparaître sous un poli uniforme ; au contraire, les surfaces calcaires horizontales, polies par les anciens glaciers et exposées à l'air depuis la retraite de ces derniers, se transforment peu à peu en lapiez. D'après M. Heim (1), qui a étudié ce phénomène aux environs de la Karrenalp de Glaris, où il est mieux développé que partout ailleurs, les lapiez résultent de la désagrégation et de la dissolution, sous l'influence des eaux atmosphériques, de calcaires relativement purs, tels que ceux du jurassique supérieur et de l'urgonien. Les parties les plus solubles sont dissoutes et entraînées par les eaux plu-

(1) *Ueber die Karrenfelder, Jahrbuch des schweiz. Alpenclubs*, 1878, XIII, p. 421.

Digitized by Google

viales; les autres résistent, dessinant un relief aux formes les plus capricieuses et les plus accidentées; de faibles variations, soit dans la porosité de la roche, soit dans la proportion de silice, de dolomie ou d'argile qui s'y trouve contenue, suffisent pour produire ce phénomène sur des surfaces calcaires horizontales ou peu inclinées. Les lapiez se développent le plus facilement au voisinage de la limite des neiges, sur les espaces dépourvus de végétation et où le ruissellement peut s'opérer sur une grande échelle; mais si l'eau pluviale sert à les mettre en évidence parce qu'elle entraîne les particules désagrégées, c'est à l'altération atmosphérique qu'il en faut attribuer l'origine première.

Dolomitisation. — Quand un calcaire contient une certaine proportion de magnésie, le carbonate de chaux, beaucoup plus soluble que celui de magnésie, est seul entraîné par les eaux chargées d'acide carbonique. Il en résulte un enrichissement progressif de la roche en magnésie et ainsi, à la longue, un calcaire qui n'était que faiblement magnésien peut être exposé à se transformer en dolomie. Un effet de ce genre a été constaté sur d'anciens *atolls* de l'Océan Pacifique. Comme d'ailleurs le carbonate double de chaux et de magnésie est plus dense que la calcite, la roche devient caverneuse, en même temps que disparaissent les fossiles et les traces de la stratification primitive et dans les druses ou cavités produites par cette contraction, la dolomie cristallise en petits rhomboèdres.

Apparences de ravinement dans les dépôts altérés. — Lorsque les eaux météoriques, chargées d'acide carbonique, s'infiltrent librement dans des dépôts meubles, à la fois sableux et calcarifères, les phénomènes d'altération y font naître des apparences remarquables, susceptibles, au premier abord, d'induire en erreur les stratigraphes et dont la véritable signification a été bien indiquée par M. E. Van den Broeck (1).

Sous l'influence des infiltrations, le carbonate de chaux du dépôt, s'il en existe, se trouve bientôt complétement éliminé; s'il y avait des fossiles à test calcaire, ils deviennent friables, se décomposent et finissent par disparaître entièrement. Dans le cas où le dépôt contenait de la glauconie, ce minéral commence par verdir; mais bientôt l'hydrate ferrique mis en liberté colore toute la masse en jaune rougeâtre. Ce phénomène de coloration ne marche pas partout avec la même rapidité et la surface de contact, entre la zone superficielle altérée et le dépôt demeuré intact, est ondulée et irrégulière. Elle apparaît donc dans les coupes sous la forme de poches et de sillons aux contours déchiquetés, simulant une ligne d'érosion ou de ravinement (fig. 54). Cette disposition est fréquente en Belgique, où les

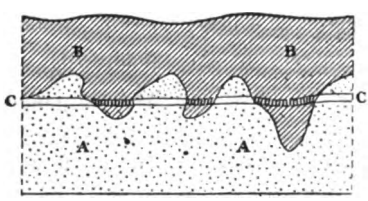

Fig. 54. — Apparences de ravinement produites par des infiltrations superficielles. A, sable meuble calcarifère; B, zone altérée; CC, couche de grès dur.

(1) *Mémoire sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels*, Bruxelles, 1881.

Digitized by Google

sables calcarifères abondent dans le terrain tertiaire et presque toujours on a cru reconnaître, dans la zone ferrugineuse superficielle, un terrain tout à fait distinct du sable qu'il semblait raviner. Mais souvent des indices significatifs témoignent de l'identité primitive des deux formations. C'est ainsi que des bancs de grès dur CC, existant dans le sable calcarifère normal, se continuent à travers le dépôt ferrugineux, soit sous la forme de couches fragmentaires légèrement concaves par suite de l'affaissement d'une partie de leur support, soit sous la forme de bandes offrant une coloration distincte du reste de la masse.

M. Van den Broeck a rapproché avec raison ces apparences de celles qui sont fréquemment offertes par les graviers des alluvions anciennes de la région de Paris. Au-dessus d'une zone de composition normale, généralement désignée sous le nom de *diluvium gris*, on observe une couche qui semble raviner capricieusement la première et à laquelle sa teinte d'un brun rouge foncé a fait donner le nom de *diluvium rouge*. Or la plupart du temps il est aisé de se convaincre que les couches de sable et de gravier de la zone inférieure se poursuivent régulièrement dans la seconde, sans autre changement que celui de la couleur. Il s'agit donc bien là d'un phénomène d'altération superficielle, dont la cause est difficile à chercher ailleurs que dans la pénétration des eaux météoriques.

De la même manière, le limon des plateaux, qui couvre des surfaces si étendues dans le nord de la France, se divise généralement en deux couches ; celle du haut, brun-foncé, dépourvue de calcaire et celle du bas ou *loess*, riche en concrétions calcarifères et d'une teinte beaucoup plus claire. La surface de séparation des deux couches est moins capricieuse et moins ondulée que celle qu'on observe dans les dépôts sableux altérés ; cela se comprend, car dans une formation aussi compacte et aussi homogène que le limon, l'infiltration doit se faire bien plus régulièrement que dans des sables ou des graviers. Quoi qu'il en soit, il est difficile de voir dans ce phénomène autre chose que le résultat d'un lessivage par des eaux météoriques, qui ont concentré le calcaire à la base du dépôt en même temps qu'elles suroxydaient les éléments ferrugineux de la partie supérieure.

Caractère des altérations superficielles. — Si nous avons cru nécessaire de faire ressortir la généralité des altérations dues à l'infiltration des eaux météoriques, nous pensons, en revanche, qu'il convient de n'en pas exagérer l'importance intrinsèque. La plupart du temps ces altérations se concentrent dans une très mince pellicule, et il suffit d'une couche imperméable tant soit peu continue pour en entraver absolument le développement. Là même où l'infiltration s'est faite sans difficulté, quelques mètres de granite transformé en arène, quelques décimètres de sable ferrugineux, simulant des ravinements, résument le travail des eaux superficielles et tout à côté la roche franche s'observe sans qu'aucun détail de sa composition originelle ait été changé. Dans les pays où le granite compact est parcouru par de grandes surfaces de division qui le partagent en bancs et qui, de temps immémorial, ont dû servir de canaux

Digitized by Google

à l'eau chargée d'acide carbonique, c'est à peine si, sur quelques millimètres à partir de la fente, la roche, sans rien perdre d'ailleurs de sa dureté, a pris une teinte jaunâtre par suite de la suroxydation du fer de son feldspath. L'infiltration des eaux pluviales est donc fort loin de pouvoir produire des modifications profondes dans la composition et la structure de l'écorce. Sans doute elle donne lieu à d'intéressants phénomènes, dont il convient de tenir un compte sérieux dans l'appréciation des détails de la surface; mais il faut se garder, selon nous, d'y voir un *processus* de première importance, susceptible, avec le secours du temps, de modifier si bien la partie visible de notre globe, que la composition primitive des roches en soit partout considérablement altérée. Aussi, à moins d'y rattacher par voie d'analogie, ce qu'on n'a pas encore le droit de faire, des phénomènes qui, jusqu'à nouvel ordre au moins, nous semblent avoir exigé une puissance dissolvante d'un degré très supérieur à celle de l'eau carbonique, doit-on reconnaître que, dans les conditions où elle s'exerce aujourd'hui sous nos yeux, l'activité des eaux météoriques est à la fois assez faible et concentrée dans le voisinage immédiat de la surface.

§ 2

PHÉNOMÈNES DE DÉPÔT

Dépôts et incrustations. — D'après ce que nous venons de voir, les eaux d'infiltration, dans leur passage à travers les parties superficielles de l'écorce terrestre, doivent se charger d'un certain nombre de substances en dissolution. Celles qui domineront toujours seront le chlorure de sodium, le sulfate de chaux, le sulfate de magnésie, les bicarbonates de chaux et de magnésie, les carbonates alcalins, ceux de fer et de manganèse, le sulfate de fer et la silice.

Or les eaux qui contiennent ces substances ne sont pas toutes destinées à demeurer indéfiniment enfermées dans les nappes profondes. La plupart reviennent au jour, après un parcours souterrain plus ou moins long, dans des conditions qui modifient leur puissance dissolvante et nécessitent le dépôt de tout ou partie des matériaux entraînés. Ainsi se forment, aux points d'émergence des sources et des suintements, des gisements de substances minérales, uniquement produits sous l'empire de la dynamique externe et dont une courte énumération ne sera pas ici hors de propos.

Au premier rang doivent se placer les dépôts de fer hydroxydé, si fréquents au voisinage d'un grand nombre de sources et dus à la transformation en limonite du fer dissous dans les eaux à la faveur de l'acide carbonique ou de quelques acides organiques. L'oxyde de fer, avant de se déposer sous forme ocreuse, surnage à la surface de l'eau en pellicules irisées.

Ensuite viennent les incrustations calcaires, plus lentes à se produire, en général, que les dépôts ferrugineux, car ceux-ci ne réclament qu'un simple phénomène d'oxydation, tandis que, pour abandonner leur carbonate de chaux, les

Digitized by Google

eaux doivent perdre tout d'abord l'excès d'acide carbonique qui avait servi à le dissoudre.

Tufs. — Toutes les fois que des eaux d'infiltration, chargées de calcaire, viennent sortir lentement à l'air libre, l'acide carbonique en excès s'évapore et le calcaire se dépose en donnant naissance à un *tuf;* c'est un dépôt très léger, caverneux, de consistance terreuse, habituellement formé autour de mousses ou d'herbes qui obligent les suintements à s'étaler en multipliant les surfaces d'évaporation. Aussi les tufs contiennent-ils en général de nombreuses empreintes végétales, ainsi que des larves d'insectes et des coquilles terrestres. On peut prendre leur formation sur le fait en divers points des vallées normandes et notamment à la montée de Villequier. Le caractère de ces tufs est d'être produits par voie de *suintement*, tandis que les travertins, dont nous aurons à nous occuper au chapitre de la dynamique interne, sont dus le plus souvent à des eaux courantes tombant en cascades ou arrivant dans des bassins d'évaporation.

Revêtement des grottes. Stalactites et stalagmites. — Lorsqu'un système de cavités souterraines cesse d'être parcouru par l'eau courante, ou du moins lorsque l'eau ne peut plus s'y élever, d'une manière normale, de façon à baigner entièrement les murs et le plafond des chambres, les eaux d'infiltration y accomplissent un nouveau travail, dont l'effet est d'en consolider les parois. Ces eaux, filtrant goutte à goutte sur le rocher, abandonnent par évaporation le carbonate de chaux dont elles avaient pu se charger, dans la traversée du massif supérieur, à la faveur d'un excès d'acide carbonique. Elles tapissent donc les grottes d'un enduit concrétionné de calcaire, duquel pendent des gouttelettes destinées à s'accroître peu à peu et à former des *stalactites*. Ce qui tombe sur le sol y produit un *plancher stalagmitique*, formé de couches successives concrétionnées, duquel s'élancent des *stalagmites;* et quand ces dernières ont rejoint les pendentifs de la voûte, il en résulte de véritables colonnes, à la surface desquelles miroitent d'innombrables petits cristaux de calcite. Si le plafond est découpé par des fentes, les suintements calcaires en accusent le parcours par de véritables draperies reproduisant les sinuosités des fissures et ainsi naissent, par le lent travail des eaux venues de la surface, toutes ces apparences qui prêtent un si grand charme à la visite des grottes calcaires.

Au début, la calcite des stalactites et des stalagmites se dépose en tout petits cristaux par couches concrétionnées annulaires, formant comme autant d'enveloppes coniques ou cylindriques autour d'un tube central; mais peu à peu intervient un changement moléculaire; sans cesse imbibées par les eaux calcaires, les couches concentriques molles cristallisent à nouveau et cette fois en grandes lames, si bien qu'en cassant certaines stalactites de plusieurs centimètres de diamètre, on les voit formées, à l'intérieur, d'une masse cristalline de calcite, d'un blanc laiteux, se brisant en larges facettes suivant les plans de clivage de l'espèce, sans qu'il y subsiste aucune trace du mode primitif de formation.

Il convient cependant de noter que si la majeure partie des incrustations sta-

Digitized by Google

lagmitiques est formée de calcite, il y a des grottes, comme celle d'Antiparos, où le dépôt est constitué par de l'aragonite (1).

En tombant sur le sol, les gouttelettes recouvrent de leur enduit calcaire tous les débris dont les grottes étaient primitivement jonchées. C'est ainsi que les cailloux de l'ancienne rivière souterraine et les ossements des animaux ou même des hommes qui ont habité ces lieux après leur asséchement, sont encroûtés de calcaire et préservés, par leur enfouissement dans le plancher stalagmitique, d'une décomposition certaine.

Grès ferrugineux, Alios. — C'est à des infiltrations généralement venues de la surface que doit être attribuée la transformation des sables et autres dépôts meubles en roches agglomérées soit en couches, soit en rognons. Dans un grand nombre de sables, l'élément ferreux suroxydé se concentre dans certaines parties et donne naissance à des *grès ferrugineux*, tantôt compacts, tantôt géodiques, souvent assez riches pour être exploités comme minerais de fer. Mais la plupart de ces transformations sont l'œuvre des périodes géologiques antérieures. Il n'en est pas de même d'un produit, certainement contemporain, à la naissance duquel on assiste dans maint endroit ; nous voulons parler de l'*alios*.

L'*alios* est un grès quartzeux, d'un brun noirâtre, qui existe fréquemment à une faible profondeur sous les plaines sableuses, comme celle des Landes, ou sous les sables caillouteux, tels que celui du Médoc. On l'observe aussi sous le sable des dunes et celui des forêts de Fontainebleau et de Chantilly. On en peut voir un banc assez régulier, affleurant à marée basse sur la plage de Soulac, dans la Gironde. L'alios est composé de grains quartzeux, agglutinés par des matières organiques et par un ciment d'oxyde de fer hydraté, qui le rend dur et ferrugineux.

M. Faye (2) a établi que ce grès résulte de l'entraînement, par dissolution, des matières organiques de la surface et de la concentration qui s'opère en été, par l'évaporation de la nappe souterraine d'infiltration, à un niveau à peu près constant. De cette façon, à mesure que la nappe baisse, les éléments se déposent au milieu du sable et lui servent de ciment.

C'est par un phénomène en tout semblable à celui de l'alios que s'opère, sur certains points, le durcissement ou la *lapidification* du sable des dunes par un ciment ferrugineux. Il existe, sur les côtes anglaises, des localités où ce sable consolidé a pu fournir des matériaux de construction.

(1) L'*aragonite* est une variété de carbonate de chaux, différant de la *calcite* par sa densité un peu plus forte et par son mode de cristallisation en prismes orthorhombiques.
(2) *Comptes rendus*, 25 juillet 1870.

Digitized by Google

TROISIÈME SECTION

ACTIONS PHYSIOLOGIQUES

Les êtres organisés interviennent, dans le jeu de la dynamique externe du globe terrestre, pour une part qui est loin d'être négligeable. Leur activité se déploie surtout dans ces périodes d'équilibre relatif où, les relations mutuelles de la terre et de l'océan étant fixées depuis un certain temps, le travail des agents physiques et mécaniques se trouve réduit à son minimum. Alors non seulement les organismes, animaux ou végétaux, prennent possession de la surface du sol et des rivages maritimes, où l'ensemble des conditions extérieures est devenu tel que leur édifice délicat puisse s'en accommoder; mais il est un bon nombre d'entre eux qui s'appliquent à accroître l'écorce solide du globe, en la faisant profiter, soit des substances que l'action chimique avait entraînées dans les fleuves ou dans le grand réservoir océanique, soit même d'une partie des éléments de l'atmosphère, désormais fixés dans le sol sous une forme durable. Ainsi se constituent, par la simple accumulation des dépouilles d'une partie du monde vivant, de véritables terrains, dont le mode actuel de formation est d'autant plus instructif, que nous y trouvons la clef des phénomènes qui ont présidé au dépôt des calcaires et des combustibles minéraux; les calcaires, avec lesquels l'homme construit la plupart de ses édifices ; les combustibles minéraux, qui seuls ont rendu possible le développement de l'industrie moderne. Comme s'il entrait dans les vues de la Providence d'employer pour la préparation de ces matériaux, si caractéristiques de la civilisation humaine, quelque chose de plus relevé que la simple intervention des forces physiques et mécaniques!

CHAPITRE I

ACTION DES ORGANISMES TERRESTRES

§ 1

ACTION DES ANIMAUX

Les animaux terrestres ne peuvent contribuer que dans une faible mesure à l'accroissement de l'écorce du globe. La plupart d'entre eux, après leur mort, subissent une décomposition qui restitue au sol ou à l'atmosphère les éléments

Digitized by Google

dont leur corps était formé. A l'exception donc des espèces qui vivent dans les rivières et les lacs et dont les coquilles sont enfouies au milieu des alluvions vaseuses et des sédiments lacustres, les autres disparaissent en général sans laisser de traces. Il y a pourtant quelques circonstances particulières où soit par l'accumulation de leurs dépouilles, soit par l'entassement de leurs déjections, soit enfin par l'accomplissement de certains travaux instinctifs, les animaux terrestres influent sur la configuration de l'écorce solide.

Cavernes et brèches à ossements. — Les cavernes des pays calcaires, lorsqu'elles ne sont plus parcourues, d'une façon habituelle, par des cours d'eau capables de les remplir, deviennent le refuge d'animaux carnassiers, qui vont y consommer leur proie. M. Marès a décrit une caverne de ce genre, située près de l'oasis de Laghouat et habitée principalement par des hyènes. Elle se compose de salles irrégulières, communiquant par d'étroits couloirs et remplies d'ossements, mêlés à des déjections et à des matières terreuses. Une partie de ces ossements se conserve à la faveur des planchers stalagmitiques qui viennent les recouvrir. D'autres fois, dans les cavernes basses, sujettes à des inondations en temps de crue, ce sont les alluvions de la rivière qui remplissent cet office protecteur. Il se forme de cette façon des *cavernes à ossements*.

Le remplissage des fentes existant dans les calcaires se fait quelquefois d'une autre manière, qui permet l'entassement des os dans des fissures où les animaux n'eussent pas pu pénétrer de leur vivant. Par exemple, les gouffres abondent dans les montagnes calcaires de la Morée; ces gouffres étant les seuls endroits où, pendant la saison chaude, il puisse y avoir de l'ombre et de l'humidité, ils se revêtent d'une végétation vigoureuse et servent de retraite aux chacals et aux renards. Quand viennent les pluies, des torrents d'eau s'y précipitent et y entraînent du gravier, du limon, des ossements d'animaux et des restes de végétaux. Une partie de ces débris va s'accumuler dans des cavernes inférieures, une autre pénètre dans des fentes étroites et sans issue où elle forme des *brèches à ossements*.

En pareil cas, le remplissage des brèches ossifères se compose toujours de fragments brisés ou désunis; mais il peut arriver que des fentes reçoivent le squelette entier d'un animal. C'est ce qui se produit lorsque des affleurements calcaires, parsemés de crevasses et d'entonnoirs, sont exposés à se couvrir de neige en hiver. Alors les animaux sauvages qui en parcourent la surface et qu'aucun signe visible n'avertit du danger, tombent dans ces abîmes que la neige dissimule et y laissent leur dépouille entière. Plus tard, à la fonte des neiges, cette dépouille, bientôt réduite à sa carcasse osseuse, sera enfouie au milieu du limon rouge dont la surface des sols calcaires est toujours plus ou moins revêtue.

Guano. Travail des Castors. — Le *guano* résulte de l'entassement, sur certains points privilégiés, des déjections d'oiseaux marins, auxquelles se mêlent les ossements de ces oiseaux et ceux de petits rongeurs qui viennent chercher leur

Digitized by Google

pâture au milieu de ces mmondices. Par là se forment des accumulations d'une terre grise ou brune grossièrement stratifiée. Les dépôts de ce genre les plus célèbres sont ceux des îles Chincha, sur la côte du Pérou.

De grands dépôts de guano se produisent aussi sur les îlots coralliens inhabités de la zone équatoriale du Pacifique, notamment les îles Jarvis (0°22′ lat. S. et 159°58′ long. O. de Greenwich), Baker (0°13′ lat. N. et 176°22′ long. O.) et Howland (0°51′ lat. N. et 176°32′ long. O.) (1).

L'île Baker, très isolée au milieu de l'Océan, a environ 1800 mètres de long et 1200 mètres de large. Sa surface est presque plane et le point le plus élevé n'est qu'à 7 mètres au-dessus de la mer. La plage est couronnée par un bourrelet de sable de 30 mètres de largeur au moins, qui forme une ceinture continue autour du guano et se compose de sable fin ou grossier avec des fragments de coraux et de coquilles. Le fond dur de corail sur lequel repose le guano ayant la forme d'une cuvette, le dépôt, qui n'a que $0^m,15$ sur les bords, peut acquérir au centre plusieurs mètres d'épaisseur. Sur l'île Howland, l'épaisseur du guano varie de $0^m,15$ à $1^m,20$.

A l'île Jarvis, le guano, au lieu de reposer directement sur un fond de corail, en est séparé par $0^m,60$ de gypse, recouvrant plusieurs mètres de sable corallien avec coquilles. De plus, le guano qui est en contact immédiat avec ce gypse est souvent transformé en une croûte dure d'un blanc de neige, de $0^m,008$ à $0^m,037$ d'épaisseur et ressemblant à de la porcelaine; cette croûte est surtout formée de chaux et d'acide phosphorique, ce dernier dans la proportion de 30 à 50 °/₀.

Sur l'île Howland, on observe d'intéressantes pseudomorphoses; des fragments de polypiers, qui avaient longtemps séjourné sous le dépôt de guano, ont offert des cas de disparition totale de l'acide carbonique et de son remplacement par l'acide phosphorique, dont quelques spécimens ont donné, à l'analyse, jusqu'à 70 °/₀. Dans beaucoup d'échantillons, l'extérieur seul était transformé et l'on trouvait au centre un noyau de corail intact; d'ailleurs, même dans la partie altérée, les formes organiques avaient été respectées.

D'après M. Dana, dans la région du Pacifique, le guano paraît concentré au voisinage immédiat de l'équateur, où la pluie est comparativement rare. Au delà du 4° ou 5° degré de latitude, de fortes pluies sont fréquentes et si cette circonstance n'est pas directement contraire à la formation du guano, du moins elle favorise le développement de la végétation. Or quand une île est couverte d'arbres et de buissons, les oiseaux y nichent au lieu de se poser sur le sol et les déjections ne peuvent plus s'y accumuler de la même façon.

Le guano des pays où la pluie est rare est brun et riche en matières azotées, que révèle son odeur ammoniacale. Celui qui a été lavé par de grandes pluies est blanc, pauvre en azote et presque exclusivement phosphaté. Les dissolutions qui

(1) J. D. Hague, *American Journal of science*, XXIV (1862). — J. D. Dana, *Corals and Coral-Islands*, p. 291.

Digitized by Google

le traversent peuvent arriver à le cimenter et à en faire un véritable phosphate de chaux minéral, apte à tapisser les fissures du terrain sous-jacent.

Ce n'est pas seulement par leurs dépouilles ou leurs déjections que les animaux terrestres influent sur la composition de l'écorce du globe. Il est des espèces qui, par la façon même dont elles vivent, modifient, dans une mesure parfois très appréciable, la topographie du pays qu'elles habitent. De ce nombre sont les castors. Les ruisseaux, retenus par les digues que ces animaux ont élevées, changent leur cours ou se transforment en marécages. Encore de nos jours, presque toutes les rivières qui coulaient à l'est des montagnes de la Colombie anglaise ont été supprimées de cette façon.

§ 2

ACTION DES VÉGÉTAUX

A. *TOURBIÈRES*

Conditions générales de la formation de la tourbe. — Les *tourbières* sont des lieux humides ou marécageux, dans lesquels s'accomplit, sous la protection de l'eau, la décomposition lente de certaines matières végétales et leur transformation en un combustible nommé *tourbe*, tenant le milieu entre le règne organique et le règne minéral.

Il semblerait, d'après cette définition, qu'un sous-sol imperméable dût être nécessaire à la formation de la tourbe. Il n'en est rien cependant et nous verrons que les sols les plus fissurés ou les plus spongieux peuvent devenir un lieu d'élection pour les tourbières, tandis qu'on n'en trouvera jamais dans les pays où dominent exclusivement les formations argileuses. Cela tient à ce que la production de la tourbe est, avant tout, déterminée par certaines conditions physiques extérieures, dont la réalisation est plus souvent entravée que favorisée par l'imperméabilité du terrain.

En effet, pour que la tourbe se forme, il faut non seulement qu'il s'établisse une végétation aquatique vigoureuse, mais que les plantes, continuant à se développer en hauteur, périssent lentement par leur pied constamment immergé, sans que leur croissance en soit aucunement affectée. Or cette condition est surtout réalisée, dans la nature, par certaines familles de mousses, dont le développement exige à la fois un climat humide, l'absence de fortes chaleurs et une eau tout à fait *limpide*. D'une part donc les tourbières ne peuvent exister normalement entre l'équateur et les limites des deux zones tempérées, et de l'autre, comme les eaux des régions à sous-sol imperméable sont, ainsi que nous l'avons vu, toujours plus ou moins chargées de limon, de telles contrées se montreront généralement impropres à la végétation qui seule peut donner naissance à des gisements étendus de tourbe. De la sorte la tourbe fera défaut dans des

Digitized by Google

pays entrecoupés d'étangs et de marécages à fond d'argile, tandis qu'on pourra la trouver bien développée sur des sables, sur de la craie, parfois même sur des pentes où il semblerait qu'il dût être impossible à une nappe d'eau de se maintenir.

Pouvoir absorbant des sphaignes. — Ayant ainsi établi, dès le début, la différence capitale, si bien mise en évidence par les travaux de Belgrand (1), qui sépare les marais tourbeux de tous ceux où la stagnation de l'eau n'est due qu'à l'imperméabilité du sol, il importe d'entrer plus avant dans l'examen des conditions qui président à la formation de la tourbe. Il faut, avons-nous dit, une espèce végétale croissant par sa partie supérieure, exposée à l'air libre, tandis que sa base immergée se décompose lentement. Pour cela il n'est pas nécessaire qu'il préexiste une nappe d'eau, à la surface de laquelle la végétation viendrait s'établir; cette nappe peut être, en quelque sorte, créée par le végétal lui-même, en raison de son avidité pour l'humidité atmosphérique.

Tel est, justement, le rôle que remplissent les mousses du genre *Sphagnum*, grâce à la propriété qu'elles ont d'absorber une prodigieuse quantité d'eau. M. Lesquereux (2) qui, le premier, a parfaitement précisé les conditions dans lesquelles se forme la tourbe des hauteurs, a constaté qu'une touffe de sphaigne, conservée sèche pendant un an au plafond d'une chambre, gardait encore, au bout de ce temps, la faculté d'absorber quinze fois son poids d'eau. Aussi, dans les pays humides, les sphaignes se développent-ils avec une grande vigueur, pourvu toutefois que les eaux qui les entretiennent soient limpides et que la température extérieure ne soit pas trop élevée.

Transformation des sphaignes en tourbe. — Quand ces deux conditions sont réalisées, les sphaignes croissent rapidement, s'alimentant des neiges, des pluies et des brouillards. A mesure que cette végétation se développe en hauteur, les touffes meurent du pied. Mais leur décomposition a lieu à l'abri de l'air, sous la couche d'eau que ces mousses ont aspirée, qu'elles retiennent avec énergie et où leur base est toujours immergée. Aussi la matière organique, au lieu de passer en totalité dans l'atmosphère sous la forme d'acide carbonique, ne subit-elle qu'une combustion incomplète, donnant naissance à ce produit particulier qu'on appelle la *tourbe*.

Le caractère de la transformation survenue peut être facilement apprécié à l'aide du tableau suivant :

	CARBONE	HYDROGÈNE	OXYGÈNE	AZOTE	SOMME
Sphagnum.....	49,88	6,54	42,42	1,16	100,00
Tourbe.....	59,50	5,50	33,00	2,00	100,00

Si, d'après ces résultats et tenant compte des équivalents, on cherche à ex-

(1) Belgrand. *La Seine, Études hydrologiques*, Paris, 1872.

(2) *Mémoires de la Soc. des sciences naturelles de Neuchâtel*, III, 1845.

Digitized by Google

primer les proportions atomiques des divers éléments relativement au carbone, on trouve que, pour une même proportion de carbone égale à 100, le sphaigne contient 157 d'hydrogène et 64 d'oxygène, tandis que la tourbe ne renferme plus que 111 du premier gaz et 41,50 du second. La mousse a donc perdu, en se transformant en tourbe, 29 % de son hydrogène et 35 % de son oxygène. Naturellement, une partie du carbone du végétal a disparu, oxydée par la petite quantité d'air tenue en dissolution dans l'eau ; mais cette eau a exercé, sur la plus grande partie de la matière organique, la même action protectrice qu'exerce la *couverte* de terre sur une meule de charbon de bois.

La transformation de la mousse en tourbe est progressive. La tourbe la plus récente, celle qui se trouve à la surface, possède un tissu très lâche, laissant encore apercevoir tous les filaments végétaux ; c'est la *tourbe mousseuse*. Plus bas, elle devient *feuilletée* et sa couleur est plus foncée. Enfin, à la base, elle est noire et compacte et l'on cesse d'y pouvoir reconnaître à l'œil les espèces végétales dont elle provient. Les chiffres qui suivent (1) montrent que cette transformation marche de pair avec un enrichissement progressif en carbone, tandis que le produit s'appauvrit en hydrogène, mais surtout en oxygène.

	CARBONE	HYDROGÈNE	OXYGÈNE	AZOTE	CENDRES
Tourbe brune de la surface.....	57,75	5,45	36,06	0,80	2,72
Tourbe presque noire, à 2m,50 de profondeur..... ...	62,02	5,21	30,67	2,10	7,42
Tourbe noire, à 4m,60 de profondeur.....	64,07	5,01	26,87	4,05	9,16

Quant à la rapidité avec laquelle s'accomplit la formation de la tourbe, elle est évidemment liée aux conditions physiques de la contrée. Dans le Jura, on estime que l'accroissement de la tourbe mousseuse est compris entre 0m,60 et 1m,30 par siècle.

Plantes diverses aptes à la production de la tourbe. — Nous avons choisi comme exemple le sphaigne, à cause de la facilité extrême avec laquelle cette mousse se change en tourbe, à la faveur de la grande quantité d'eau qu'elle concentre dans sa masse ; mais pour montrer à quel point le résultat final peut être indépendant de la nature du végétal qui se décompose à l'abri de l'air, il suffira de mettre, en regard de la composition centésimale du sphaigne, celle de la fibre du bois.

	CARBONE	HYDROGÈNE	OXYGÈNE	AZOTE
Sphagnum.....	49,88	6,54	42,42	1,16
Bois.....	49,66	6,21	43,03	1,50

(1) *Jahresbericht der Chemie*, 1873, p. 845.

Digitized by Google

On voit que ces deux compositions peuvent être considérées comme identiques. En revanche, s'il s'agissait d'une écorce, comme le liège, ou de spores de lycopode, la proportion de carbone atteindrait 65 %, l'oxygène descendant entre 20 et 25. Le produit final serait donc plus riche en carbone.

En réalité, un grand nombre d'espèces végétales peuvent prendre et, en réalité, prennent part à la formation de la tourbe. Mais dans la plupart des cas, c'est le sphaigne qui en est l'instrument par excellence. On remarque cependant que, dans les contrées où domine le calcaire, le rôle du sphaigne est pris par une autre mousse, appartenant au genre *Hypnum*. Tel est, en particulier, le cas des tourbières de l'état d'Iowa, en Amérique et aussi de celles de la vallée de la Somme, où l'*Hypnum* est associé à des cypéracées du genre *Carex*.

Dans les Alpes, il y a des plantes phanérogames qui donnent de la tourbe. A la Terre-de-Feu, par 56° de lat. S., on trouve de grands marais tourbeux sans mousses, constitués par des plantes alpines, telles qu'un saxifrage (*Donatia magellanica*) et un jonc (*Astelia pumila*). Du reste, les tourbières de l'Amérique du Sud ne contiennent pas de mousses.

Conditions physiques nécessaires. — En tout cas, le développement des plantes qui donnent de la tourbe exige le libre accès du grand air. Si, dans le champ d'un marais tourbeux, il se trouve des arbres tels que des sapins, l'influence exercée par leur ombre se traduit par une dépression circulaire dont le pied de l'arbre occupe le centre et où l'on peut marcher à pied sec, tandis que, tout autour, le sol, quoique plus élevé, est humide et tourbeux : singulier contraste, qui fait naître ainsi une sorte de cuvette sèche au milieu d'un bassin rempli d'eau.

Nous avons dit en outre qu'il fallait une eau limpide ; des ruissellements chargés de vase ou de sable arrêteraient immédiatement la croissance des mousses tourbeuses. Les engrais, les sels, la chaux et le gypse sont également contraires à ce genre de végétation.

Un facteur de première importance est la température. Une forte évaporation, conséquence d'un climat chaud, empêcherait la condensation de l'humidité par les mousses. Si donc, sur les montagnes, en raison de la décroissance de la température avec la hauteur, il peut y avoir de la tourbe sous toutes les latitudes, sur les plaines basses on n'en peut trouver que dans la zone tempérée. Il n'en existe ni au sud du 46e degré de lat. N., ni au nord du 41e degré de lat. S. Le Brésil et les régions équatoriales en sont complètement dépourvus.

La température la plus propice aux tourbières est une moyenne annuelle comprise entre 6 et 8 degrés centigrades. C'est justement le chiffre qui caractérise le climat de l'Irlande ; aussi ce pays, richement alimenté de vapeur d'eau par les vents venus de l'Atlantique, peut-il être regardé comme la terre classique de la tourbe, qui couvre un dixième de sa surface. Les tourbières abondent aussi dans quelques points de l'hémisphère sud, notamment sur les îles Malouines et à l'île Chatham, où la moyenne annuelle est à peu près celle de l'Irlande. La tourbe a, dans cette dernière île, jusqu'à 15 mètres d'épaisseur.

Digitized by Google

Tourbières des pentes. — D'après ce qui vient d'être dit, toutes les fois que, dans la zone tempérée froide, l'abondance des précipitations atmosphériques sera suffisante, on peut s'attendre à trouver de la tourbe, pourvu que les autres conditions, c'est-à-dire la limpidité des eaux et le libre accès de l'air, soient convenablement remplies. Or il est un cas dans lequel ces conditions peuvent se trouver satisfaites quelles que soient la pente et l'allure du sol ; c'est quand ce dernier est formé par du granite. En effet, l'altération de cette roche par les agents atmosphériques donne naissance, ainsi que nous l'avons vu, à une arène superficielle, tandis que, un peu plus bas, se concentre l'argile due à la décomposition du feldspath. Les sols granitiques offrent donc la réunion d'un fond argileux, qui empêche les eaux de s'infiltrer au loin dans la profondeur et d'une superficie en quelque sorte spongieuse, très propre à absorber l'humidité. Pourvu donc que le terrain ne soit pas drainé par de profondes coupures, il naît, à la surface du granite, une multitude de petites sources, ou plutôt de suintements limpides qui, ne trouvant pas d'émissaires déterminés, constituent une nappe éminemment propre au développement des sphaignes.

C'est de cette façon que se produisent, au Champ-du-Feu, sur la crête centrale des Vosges, ces marais tourbeux qu'on est tout surpris de rencontrer sur un point culminant, par 1000 mètres d'altitude et où la couche de tourbe n'a pas moins de 2 ou 3 mètres d'épaisseur. Des tourbières semblables, également assises sur le granite, s'observent dans le Morvan, les Alpes et les Pyrénées de l'Ariège. Il en est de même au Brocken où, à la faveur des brouillards qui se condensent aisément sur cette montagne, isolée au milieu des plaines de l'Allemagne du Nord, la tourbe se développe, tapissant des pentes assez roides et même des éboulis de blocs de granite, dont chacun a son revêtement de sphaignes au pied noyé dans l'eau. Il arrive parfois que la mousse qui recouvre un rocher déborde par-dessus sa crête et vient à pendre verticalement au dehors, sans rien perdre de ses propriétés absorbantes. Il en résulte alors une véritable tourbe *aérienne* ou *suspendue*.

Ainsi un sol granitique, grâce au mode particulier de constitution de ses affleurements, peut donner naissance à des tourbières que nous appellerons *tourbières des pentes* (*marais émergés* de quelques auteurs) et dont le caractère est d'être, en quelque sorte, indifférentes à la pente du terrain.

Mais en dehors de ce cas particulier, la réunion d'une masse d'eau de quelque importance ne pouvant se faire que sur un sol suffisamment plat, on doit s'attendre à rencontrer surtout les tourbières dans les plaines et les vallées.

Tourbières des plaines. — C'est dans la catégorie des *tourbières de plaines* que peuvent être rangés tous les grands marais tourbeux des contrées septentrionales et, en particulier, ceux de l'Irlande, de la Lithuanie et du Holstein. Deux circonstances ont surtout contribué à l'extension des tourbières d'Irlande : d'abord l'humidité de l'atmosphère, jointe au chiffre peu élevé de la température moyenne annuelle, ensuite la constitution topographique du terrain, façonné par

Digitized by Google

les grands champs de glace qui en occupaient encore la surface au début de l'ère actuelle. Ces vastes espaces doucement mamelonnés, débarrassés par les courants sous-glaciaires des menus débris qui auraient pu troubler la limpidité des eaux de ruissellement, pourvus d'innombrables cuvettes de faible profondeur, au fond tapissé de boue glaciaire et sur lesquels enfin il n'existe pas de régime fluvial nettement accusé, étaient, par l'ensemble de ces circonstances, prédestinés à se couvrir de sphaignes et, par conséquent, de tourbe.

Les tourbières ou *bogs* de l'Irlande, où domine le *sphagnum palustre*, comprennent plus d'un million d'hectares. Quelques-unes ont jusqu'à 13 mètres de profondeur et l'épaisseur moyenne des couches y est d'au moins 8 mètres (1). On les divise en tourbières noires (*black bogs*) et tourbières rouges (*red bogs*). Les premières occupent les dépressions et les plaines basses; la tourbe noire y recouvre des troncs de chênes et autres arbres dont le bois a subi une transformation qui souvent l'a rendu flexible. Les tourbières rouges sont situées sur la pente des collines; elles sont beaucoup moins humides que les précédentes et contiennent de nombreuses touffes de bruyères. Toutes les rivières qui sortent des tourbières noires sont fortement colorées par le tannin.

Dans les intervalles se trouvent des lacs ou des *prairies tremblantes*, formées d'un tapis d'herbes reposant sur la fange ou même sur l'eau.

Les tourbières ou *Torfmooren* de l'Allemagne du Nord ont trouvé pour s'établir un sol remarquablement plat, récemment sorti du sein des flots, où les eaux, abondantes surtout après la saison d'hiver et la fonte des neiges, ne trouvant, pour leur écoulement, ni une pente suffisante ni des thalwegs bien dessinés, ont assez de limpidité pour favoriser la végétation des sphaignes, réunie à celle des joncs et autres herbes aquatiques. Sous un autre climat, ces anciens fonds de mer fussent demeurés à l'état de lagunes ou de marais salants; mais l'humidité de l'atmosphère en a peu à peu dessalé les eaux et la végétation terrestre s'en est emparée, donnant naissance à ces immenses marais tourbeux du nord du Hanovre et de l'Oldenbourg, dont un seul, celui de Bourtange, occupe une superficie de 1400 kilomètres carrés.

Telle est aussi l'origine des tourbières de la Hollande, divisées en hautes (*hooge veenen*) et basses (*lage veenen*). Ces dernières occupent le littoral et s'étendent sous les dunes; elles renferment des restes d'espèces végétales qui ont disparu de la contrée.

Les tourbières commencent, en Amérique, au nord de la Floride, dans les Carolines et la Virginie, où l'on voit les prairies tremblantes du sud se transformer graduellement en marais tourbeux, à mesure qu'en se rapprochant du nord on rencontre des climats plus froids. La première grande tourbière bien caractérisée est le *marais sinistre* (*Dismal swamp*), qui s'étend sur la frontière de la Caroline du Nord et de la Virginie; c'est une masse spongieuse de végé-

(1) Reclus, *Nouvelle Géographie universelle*, VI. p. 755.

Digitized by Google

tation, plus élevée de 3 mètres que les terres environnantes et au centre de laquelle se trouve un lac, le lac Drummond, dont l'eau claire est colorée en rouge brun par le tannin des plantes.

Quant aux plaines ou *toundras* de la Sibérie, uniformément couvertes de mousses et si bien disposées, en apparence, pour la formation de la tourbe, la rigueur du climat et l'état du sol constamment gelé empêchent le phénomène de s'y produire.

Gonflement des tourbières. — Nous venons de parler de la surélévation du *Dismal swamp* en son milieu ; c'est un phénomène habituel dans les tourbières de plaines. Ainsi les marais tourbeux de Dosen, près de Neumünster en Holstein, s'élèvent au centre de 8 à 10 mètres au-dessus des rives, de telle sorte que d'un bord, on n'aperçoit ni les maisons ni les arbres du bord opposé. Il y a des tourbières, en Lithuanie, dont le centre domine de 12 et même de 16 mètres le pays environnant. Ce gonflement est l'effet de la vigueur avec laquelle les sphaignes se sont développés au centre des marais, entraînant avec eux, pour ainsi dire, dans les airs, la nappe d'eau qui doit toujours en accompagner le pied. Mais en outre, à la suite de fortes pluies ou de fontes de neiges, il se produit dans ces marais une autre sorte de gonflement. Dans les tourbières de la Hamme, la masse spongieuse du sol, tremblante et flottante en toute saison, se soulève, au printemps, de 2 ou 3 mètres, avec les arbres et les cultures de sa surface (1), pendant que, par l'effet de la crue des rivières, toutes les terres basses voisines sont inondées. Alors se produit ce fait curieux que les tourbières, partout si dangereuses par leur mobilité, deviennent en cette saison, dans cette localité privilégiée, le refuge de l'homme et des animaux chassés par l'inondation qui couvre le terrain solide.

Mais le plus souvent ces gonflements et ces débordements entraînent la perte des animaux sauvages qui fréquentent les tourbières. Leur corps, enfoui dans ces marécages, est parfois destiné à s'y conserver tout entier ; car les eaux tourbeuses sont antiseptiques et transforment la chair en *adipocire* ou *gras des cadavres*. Quant aux arbres qui croissent sur la tourbe, leurs troncs y demeurent, debout ou couchés, après avoir subi un mode de décomposition lente qui rend le bois plus compact en lui donnant une teinte d'un brun noirâtre avec l'apparence du lignite.

Tourbières des vallées. Nécessité d'un bassin perméable. — Les *tourbières des vallées* proprement dites, dont celles de la Somme nous offrent l'exemple le plus caractéristique, se forment dans des conditions très particulières, définies avec beaucoup de netteté par Belgrand (2). Il ne s'agit plus ici de vastes espaces comme ceux que la tourbe occupe en Irlande ou dans l'Allemagne du Nord, mais de tourbières très étroitement limitées, garnissant uniquement le

(1) J. G. Kohl, *Das schwimmende Land* in Reclus, *L'Europe centrale*, p. 724.
(2) Belgrand, *La Seine, Études hydrologiques*, p. 10.

Digitized by Google

fond plat de vallées d'érosion et présentant, par l'abondance de leurs eaux, un contraste remarquable avec l'ensemble de la contrée qui les environne.

La tourbe des vallées, dans nos latitudes, ne se forme pas par la décomposition des sphaignes. Les végétaux qui lui donnent naissance sont surtout des mousses du genre *Hypnum* et des cypéracées du genre *Carex*. Mais les conditions de croissance de ces espèces sont les mêmes que celles des sphaignes, c'est-à-dire qu'elles exigent une eau limpide et une température modérée. Or une eau limpide ne peut se rencontrer, dans une vallée, que si le cours d'eau est uniquement alimenté par des sources, c'est-à-dire si son bassin est constitué par des terrains perméables. Il faut de plus que la pente de la vallée soit très faible, sans quoi les eaux s'écouleraient trop rapidement pour pouvoir séjourner à droite et à gauche du lit de la rivière. Il faut enfin, pour que la tourbe garnisse un espace suffisant, que la largeur du fond plat de la vallée soit notablement supérieure à ce que réclament les besoins actuels du cours d'eau qui l'arrose.

Les deux premières conditions sont, d'ordinaire, satisfaites ensemble; car le plus souvent les terrains perméables, grâce aux fissures dont ils sont pourvus, permettent aux cours d'eau d'atteindre facilement, dans leur travail d'érosion, un niveau assez bas pour qu'il ne reste plus que la pente d'équilibre nécessaire à leur écoulement. Il est des cas néanmoins où cet accord ne se produit pas et telle est la raison pour laquelle il n'y a pas de tourbe dans les parties dures des terrains oolithiques de la Bourgogne, où les vallées sont étroites et à forte pente (1).

Au contraire, dans la vallée de la Somme, la pente est extrêmement faible et le cours d'eau est l'un des plus constants dans son régime qu'on puisse rencontrer, car le débit des crues n'est que de quatre fois celui d'étiage. Depuis sa source jusqu'à son embouchure, ce petit fleuve n'est alimenté que par des sources, c'est-à-dire par l'épanchement naturel d'une même nappe d'infiltration, contenue dans le terrain de craie blanche. De cette manière, tout le long de la vallée, au pied des versants crayeux qui l'enserrent, s'échappent une multitude de suintements limpides qui tendent à grossir le cours d'eau principal.

Si la vallée était étroite, le produit de ces suintements arriverait de suite dans le lit de la rivière; mais, avant d'y parvenir, il lui faut parcourir un très long espace, la vallée de la Somme ayant, par endroits, plus d'un kilomètre de largeur. En outre, ainsi qu'il a été expliqué dans un chapitre antérieur, le fond des vallées, dans les terrains complètement perméables, est plutôt convexe que plat et le cours d'eau principal a une tendance marquée à occuper le point le plus haut du thalweg. Par suite, les suintements latéraux ne peuvent s'écouler qu'en prenant une direction presque parallèle à celle de la rivière. Pour toutes ces raisons, le large fond de la vallée se trouve parcouru par une foule de filets d'eau limpides et sans vitesse. D'ailleurs, sauf le cas de trombes exceptionelles,

(1) Belgrand, *La Seine, Études hydrologiques*, p. 10.

Digitized by Google

le régime même du cours d'eau exclut toute possibilité de crues violentes et limoneuses, capables de verser sur le lit majeur des sédiments qui en détruiraient la végétation. Toutes les conditions qui peuvent favoriser la formation de la tourbe se trouvent donc réunies; aussi la vallée de la Somme et celles de ses affluents en sont-elles garnies sur une épaisseur qui atteint parfois huit mètres, représentant tout ce qui s'est formé depuis que la Somme a cessé d'être la rivière torrentielle qui roulait les cailloux de Saint-Acheul et de Menchecourt.

Origine du fond plat des vallées tourbeuses. — La limpidité des eaux à la faveur desquelles se développe la tourbe de la Somme est la conséquence de la nature perméable des roches crayeuses qui constituent presque tout son bassin. Quant à l'excès de dimension du lit majeur de la rivière, il ne peut résulter que de la rapidité avec laquelle le régime hydrographique actuel a succédé à celui de la période des grands cours d'eau. A l'époque où se déposaient les graviers, les sables et les limons qui occupent aujourd'hui tout le fond de la vallée, des ruisseaux torrentiels, produits par de fortes pluies, descendaient sur les versants, entraînant avec eux des cailloux et des limons, empruntés à l'argile à silex et aux cailloutis tertiaires dont tous les plateaux de la Picardie sont uniformément couverts. Alors, et quelle que fût sa pente, la Somme était un cours d'eau violent, charriant des matières solides et les étalant, dans ses crues, sur toute la largeur de son lit. Si la violence des pluies s'était atténuée par degrés, le cours d'eau, avant de rentrer dans ses limites actuelles, eût comblé son lit majeur avec du sable et du limon, en donnant à sa vallée un profil concave. Mais il a fallu que brusquement le ruissellement cessât de se produire. La rivière, n'étant plus désormais alimentée que par les sources qui se faisaient jour dans les fissures de la craie, est devenue tout d'un coup limpide et tranquille et, se trouvant en face d'un lit bien supérieur à ses besoins, elle a dû en opérer le comblement par de la tourbe. Ainsi, de même que les tourbières de l'Irlande et des plaines de l'Allemagne se sont révélées à nous comme une conséquence de l'ancienne immersion du sol sous les glaciers ou sous la mer du Nord, de même les tourbières de nos vallées nous apparaissent comme le résultat nécessaire du brusque changement climatérique qui a fait cesser les pluies dont s'alimentaient les grands cours d'eau des temps quaternaires.

Exemples de tourbières de vallées. Influence de la culture. — La Champagne étant, plus encore que la Picardie, une région à sous-sol perméable, toutes ses vallées sont occupées par de la tourbe. Rien n'est plus curieux que le contraste de ces côtes crayeuses, d'où la terre végétale est absente et qui offrent l'image de la stérilité la plus absolue, avec les marais tourbeux dont le fond plat des principaux thalwegs est tapissé. Ce qui n'est pas moins étrange, c'est de voir des nappes d'eau considérables recouvrir un fond de craie, de gravier ou de sable. A peine si, au fond des tourbières, se présente une légère couche de vase, produit de la dernière inondation limoneuse du cours d'eau avant l'établissement définitif de son régime limpide.

Digitized by Google

La Juine et l'Essonne, dont le bassin est en grande partie perméable, sont bordées par des tourbières ; mais l'Yonne n'en donne pas dans la traversée de la craie, parce que, avant d'y arriver, elle doit franchir, dans le Morvan, un massif imperméable qui fixe le régime des eaux pour une grande longueur en aval.

La production de la tourbe peut-être complètement arrêtée par la création de rigoles propres à faciliter l'écoulement des eaux ; c'est ce qui arrive dans la vallée de la Somme ; mais il suffirait d'y cesser la culture pour que la nature reprît ses droits. Peut être cependant la tourbe ne se formerait-elle pas avec autant de rapidité qu'avant l'occupation du pays par des peuples agricoles, car le défrichement des forêts qui garnissaient autrefois les plateaux et les pentes, en même temps qu'il a introduit une cause de diminution dans l'humidité générale de la contrée, a rendu plus facile l'entraînement du sol par les pluies violentes. On a vu, de nos jours, le limon des plateaux de la Picardie descendre, par de fortes averses, jusque par dessus la tourbe des vallées. De même, en relevant la coupe du marais tourbeux de la Vanne, en aval de Chigy, Belgrand (1) a pu constater que le développement des tourbes est moins ample et moins bien assuré aujourd'hui qu'il ne l'était au début de la période actuelle. C'était le moment où, les plateaux de la Champagne s'étant sans doute garnis de bois et de broussailles, la rivière commençait à n'être plus qu'un filet d'eau large de 11 mètres et débitant à peine 20 mètres cubes par seconde, elle qui, naguère, avait roulé du gravier dans ses crues sur toute la largeur d'un lit de 1160 mètres.

Tourbières des hautes vallées. — Il existe, dans les hautes vallées montagneuses, des marais tourbeux qui, tout en présentant les caractères généraux des tourbières des vallées, portent néanmoins, à un degré marqué, l'empreinte de l'action glaciaire. De ce nombre sont les tourbières du Jura neuchâtelois et notamment celle de la vallée des Ponts (à 1000^{m} d'altitude), celles des Noiraigues dans le Val Travers (720^{m}) et de la Brévine (1030^{m}). Toutes occupent le fond de vallées longitudinales offrant, comme c'est un cas très fréquent dans le Jura, la forme de cuvettes allongées, terminées par deux cols qui s'opposent à l'écoulement des eaux. Ces dernières profitent alors des fissures du terrain, où domine le calcaire et s'échappent sur les bords du barrage par des *creux* ou *emposieux* (2), pour reparaître dans une vallée inférieure.

M. Ch. Martins a remarqué que le fond de ces tourbières est toujours tapissé d'une argile identique avec la boue glaciaire et, comme les indices de moraines ne manquent pas dans les barrages terminaux, il en concluait que ces tourbières devaient leur origine à la stagnation des eaux sur le dépôt imperméable que les anciens glaciers ont abandonné. Nous croyons néanmoins que l'argile n'intervient pas là comme cause efficiente et que, si la tourbe se développe dans ces conditions, c'est parce que, le fond plat propre à la recevoir ayant été préparé par le séjour de la glace, la fraîcheur du climat, aidée par la *perméabilité* générale

(1) *La Seine, Études hydrologiques*, p. 15.
(2) Martins, *Mémoires de l'Académie de Montpellier*, VIII, p. 1.

Digitized by Google

des calcaires jurassiques, donne naissance à des suintements limpides, tout à fait propices au développement des mousses tourbeuses. Tout au plus pourrait-on dire que la couche de vase empêche l'eau de s'échapper dans les fissures du terrain sous-jacent ; mais sa présence n'est pas indispensable et là où vient affleurer la nappe d'infiltration d'un terrain perméable, il faut bien qu'elle se répande au dehors en se couvrant d'une végétation aquatique en rapport avec le climat.

La composition de la flore des tourbières du Jura mérite d'être notée ; on y compte, en fait de plantes herbacées, deux espèces caractéristiques, *Scirpus cæspitosus* et *Saxifraga hirculus*, associées à trois *Carex*. Mais ce sont les mousses qui dominent. Elles sont représentées par 6 *Sphagnum*, 13 *Hypnum* et 31 mousses diverses. On peut encore mentionner 9 espèces de *Lichens*. La prépondérance du genre *Hypnum* concorde bien avec ce que nous savons de ses préférences pour les régions calcaires. Ce qu'il y a de plus frappant dans l'ensemble de cette flore, selon M. Ch. Martins, c'est son caractère scandinave nettement accusé et ce trait lui est commun avec les flores de toutes les tourbières des hautes régions, depuis les Cévennes jusqu'à la Laponie. Ainsi se confirme l'étroite liaison des tourbières de hautes vallées avec les anciens phénomènes glaciaires ; ces derniers auraient donc préparé à la fois les bassins destinés à recevoir la tourbe et la flore qui devait s'y développer.

Tourbières de forêts et de bois flottés. — L'identité de composition que nous avons reconnue entre le tissu cellulaire des sphaignes et la fibre ligneuse du bois nous avertit qu'un produit de même composition, sinon de même texture que la tourbe, pourra prendre naissance toutes les fois que la décomposition de végétaux quelconques aura lieu à l'abri de l'air. Cette circonstance se réalise quand la destruction d'une forêt a entraîné comme conséquence la stagnation des eaux au milieu des troncs d'arbres et des débris accumulés. Des phénomènes de ce genre ont été fréquents dans le nord de l'Europe. Ainsi le marais tourbeux de Lochbronn, dans le Rossshire, est attribué à la destruction d'une forêt par un ouragan, survenu dans le dix-septième siècle. La transformation des débris aurait été si rapide que, moins de cinquante ans après la catastrophe, les habitants du pays venaient déjà y chercher de la tourbe.

Dans les forêts vierges, on rencontre fréquemment des parties tourbeuses, dues à l'arrêt des eaux devant des encombrements d'arbres abattus par les tempêtes ou tombés de vétusté. Dans ce cas, la tourbe se forme surtout aux dépens des écorces, c'est-à-dire qu'elle est immédiatement plus riche en carbone que celle qui provient des mousses.

Les bois flottés, arrachés aux rives du Mississipi et de ses affluents, viennent former, près de l'embouchure de cette rivière, des radeaux qui, recouverts de vase et préservés de l'altération à l'air, finissent par donner naissance à des couches de troncs fossiles, mélangés de terre.

Quelquefois les bois charriés par de grands fleuves arrivent dans des lacs ; c'est ce qui se produit à l'embouchure de la rivière Mackenzie dans le lac de

Digitized by Google

l'Esclave ; ils s'y accumulent et se transforment en îles, d'abord flottantes, que le développement des saules nains finit par rendre stables. En se décomposant lentement par dessous, les bois flottés y donnent naissance à une tourbe fibreuse.

Résumé des tourbières. — En résumé, la tourbe, qu'elle résulte du développement régulier des mousses et des joncs, ou de l'accumulation fortuite de débris végétaux sous l'eau, peut-être considérée comme une *alluvion végétale*, par laquelle le monde organique s'emploie à combler toutes les dépressions où le travail naturel de la sédimentation mécanique n'aurait pas pu s'accomplir. Si l'on compare l'étendue des tourbières et l'épaisseur des dépôts qu'elles ont formés dans la zone tempérée avec les éléments de même nature qui servent à définir l'œuvre d'alluvionnement des cours d'eau, on trouvera sans doute que, dans ce travail de comblement, l'activité physiologique ne s'est pas montrée inférieure à l'activité mécanique.

Avant de quitter ce sujet, il nous paraît opportun de prémunir ceux qui se sentiraient tentés d'établir une assimilation complète entre les conditions de production de la tourbe et celles qui ont dû présider à la formation de la houille. Sans doute nous verrons plus tard que ce précieux combustible provient, comme la tourbe, de végétaux terrestres, dont la décomposition s'est opérée à l'abri de l'air ; mais, d'une part, la végétation de l'époque houillère ne ressemblait en rien à celle de nos jours, ce qui ne pouvait manquer d'influer grandement sur la nature du produit et, d'autre part, c'est dans un milieu tout différent que la décomposition s'est accomplie. En effet, tandis que la tourbe se forme surtout dans la zone arctique et dans les latitudes tempérées froides, l'étude de la période carbonifère nous apprendra que la houille a pris naissance à une époque où la terre entière jouissait d'un climat uniformément tropical. Cela seul doit suffire pour empêcher toute identification.

Cette observation, nous le reconnaissons, pourra sembler prématurée et, pour la formuler, nous aurions pu attendre que le développement logique de notre exposition nous eût conduits jusqu'aux temps carbonifères ; mais trop de gens sont portés à chercher dans le présent l'exacte copie du passé pour que nous n'ayons pas cru nécessaire de prévenir, dès le début, une assimilation qui pouvait se présenter tout naturellement à l'esprit.

Ce qui, peut-être, dans la nature actuelle, offre le plus d'analogie avec les conditions probables de l'époque carbonifère, c'est le phénomène qui se produit dans les marais des bords du Mississipi. Ces marais, établis sur les alluvions du fleuve, à mesure de leur dépôt, sont rapidement envahis par une épaisse végétation de plantes herbacées et de roseaux. Bientôt, quand le sol s'est un peu consolidé, apparaissent les cyprès, précédant les chênes verts. De temps en temps, les alluvions des grandes crues viennent noyer les débris de ces arbres sous un manteau de vase et préparent ainsi la formation de combustible fossile. Des sondages pratiqués dans le delta du fleuve ont fait connaître que, sur une épaisseur de 200 mètres, ces alternatives de trois végétations successives, roseaux, cyprès

Digitized by Google

et chênes, se répètent jusqu'à dix fois au milieu des alluvions, attestant ainsi l'affaissement ou tout au moins le tassement séculaire de cette région.

B. *DÉPÔTS DIVERS D'ORIGINE VÉGÉTALE.*

Si les tourbières sont la forme la plus générale sous laquelle le monde des plantes contribue à l'accroissement de la terre ferme, il est encore certains autres modes de dépôts, dus à l'action directe des végétaux et dont il convient de faire ici mention.

Bois flottés. — Les fleuves sibériens entraînent à la mer des bois flottés, arrachés aux forêts qui bordent leur cours et composés presque uniquement de mélèzes. Ces bois, transportés pendant des siècles, ont suffi pour garnir presque toutes les côtes de la Mer Glaciale d'une frange noire, qui souvent permet de définir la limite entre la glace marine et la neige continentale. Sur divers points, l'émersion de la contrée a soulevé, jusqu'à plus de 100 mètres d'altitude, ces amas de bois désignés par les indigènes sous le nom de *bois d'Adam* ou *bois de Noé*. La péninsule de Taïmir, les côtes de la Nouvelle-Zemble et l'archipel François-Joseph sont couverts en maints endroits de ces « montagnes de bois » (1).

Les bois flottés par le Mississipi et les fleuves américains arrivent parfois dans le domaine du Gulf-Stream, qui les charrie et les accumule dans des anses, jusqu'en Islande et même au delà. Dans la baie de Virki, un amas de ce genre s'est formé sur 110 mètres de longueur et 12 mètres d'épaisseur. On dit que l'île de Jan Mayen, du temps où les glaces ne la rendaient pas inabordable, était entourée par des amas de bois flottés couvrant une superficie égale à celle de l'île.

Au lieu de s'écouler librement à la mer, les bois flottés encombrent quelquefois le lit des rivières au point de les obstruer complètement et de les obliger à modifier leur cours. Le lit de la Rivière Rouge, affluent du Mississipi, est encombré en un point par une immense agglomération d'arbres arrachés aux rives d'amont et connue sous le nom de Grand Radeau (*great raft*); cet amas s'étend d'une rive à l'autre et les eaux y passent comme sous une voûte; à mesure que les arbres de la partie d'aval se détachent, d'autres, en plus grande quantité, viennent s'ajouter à l'amont et le radeau paraît ainsi remonter la rivière, gagnant de 2 à 3 kilomètres par année. En 1833, cet embarras avait 200 kilomètres de longueur; après 22 ans d'efforts infructueux pour le détruire, on abandonna cette tentative pour se borner à l'amélioration des canaux de décharge latéraux, laissant ainsi, dans l'ancien lit du fleuve, les matériaux d'une vaste tourbière (2).

Concours apporté par les végétaux au travail de l'alluvionnement. — D'autres fois, sans aller jusqu'à entraver le cours des rivières, les végétaux qui

(1) Middendorff in Reclus, l'*Asie Russe*, p. 599.
(2) Reclus, *La Terre*, I, p. 451.

Digitized by Google

croissent sur leurs bords s'emploient, en raison de leur mode particulier de développement, à y faciliter la formation des alluvions.

Les côtes méridionales des États-Unis et celles de la mer des Antilles sont bordées par un grand nombre de marécages où se déversent des rivières et dont la série continue se développe sur plusieurs milliers de kilomètres de longueur. On y peut observer tous les genres de végétation parmi ceux qui travaillent à conquérir l'eau et la vase au profit de la terre ferme. Sur les rivages de la Colombie et de l'Amérique centrale dominent les mangliers et les palétuviers; leurs racines aériennes, entre-croisées en arcades, retiennent avec la vase tous les débris animaux et végétaux. Sur les côtes du Mexique, de la Louisiane, de la Géorgie et de la Floride s'élèvent les cyprières (*cypress-swamps*) ou forêts de *Cupressus disticha*, dont les racines, enfouies dans la vase, projettent au-dessus de l'eau qui baigne le pied des arbres une multitude de petits cônes chargés d'absorber l'air.

Sporite, Minerai des marais, Tripoli. — Il se forme actuellement, dans les cavernes de l'île de la Réunion, une roche dans laquelle MM. Poisson et Bureau (1) ont reconnu une accumulation de spores de fougères. Cette roche, qui a reçu le nom de *sporite*, constitue, sur un mètre d'épaisseur, le sol d'une caverne à ouverture très étroite, située par 1200 mètres d'altitude à la base du Piton des Neiges.

Certaines diatomées, de l'espèce dite *Gallionella ferruginea*, qui vivent en abondance dans les marais, ont la propriété de fixer dans leurs filaments, avec de la silice, une notable quantité d'hydroxyde de fer. Ainsi se forme le minerai des tourbières ou *bog-iron ore*. C'est à Ehrenberg qu'est due la constatation de l'origine végétale de ce dépôt.

Quand les diatomées sont exclusivement siliceuses, leurs carapaces, en s'accumulant dans les eaux douces, y produisent des couches de silice farineuse, dite *tripoli*.

Terre noire ou tchernoïzem de Russie. — La végétation terrestre arrive quelquefois à modifier d'une manière durable, sur de grandes étendues, la composition du sol superficiel; c'est ainsi que, d'après Huot et Ruprecht (2), la *terre noire* ou *tchernoïzem* de la Russie méridionale et de la Hongrie résulte d'une transformation opérée, sur un sol primitivement siliceux, par la décomposition des herbes des steppes. La *terre noire*, dont l'épaisseur varie de $0^m,60$ à $1^m,50$, est formée, pour les trois quarts ou les quatre cinquièmes, de sable; elle contient de l'ammoniaque, de la soude, de la potasse, de l'acide phosphorique et une proportion de matières organiques capable de s'élever jusqu'à 10 %, même jusqu'à 17 %, dans les couches supérieures. Cette terre manque presque partout le long des fleuves et des lacs, mais recouvre les plateaux et les collines. Ses limites sont, au sud, les lignes d'ancien rivage de la Caspienne; au nord, les

(1) *Association scientifique de France*, 1876, p. 300.
(2) Ruprecht: *Bull. de l'Académie des sciences de Saint-Pétersbourg*, VII, 1865.

Digitized by Google

régions de lacs et de marais sur lesquelles, au début de l'ère actuelle, les glaces laissaient encore tomber des blocs de granite finlandais. La région des terres noires, que Ruprecht appelle le « *continent du tchernoïzem* », forme du sud-ouest au nord-est une sorte d'isthme entre les Carpathes et l'Oural. Rien que sur la Russie d'Europe, elle occupe 95 millions d'hectares, auxquels il faut encore ajouter les terres noires de la Hongrie, de la Moldavie et du Banat. Ainsi cette terre meuble, à la fois si fertile et si facile à travailler, représente un ancien sol longtemps couvert par les grandes herbes des steppes et enrichi progressivement par les produits de leur décomposition, que la hauteur et la puissance de la végétation ont empêchés de se perdre dans l'atmosphère. On peut acquérir une idée approximative du temps qui a pu être nécessaire à la formation du *tchernoïzem*. En effet, il existe près de Tchernigov huit cents buttes funéraires, datant du dixième siècle et dont la surface s'est recouverte depuis lors d'une couche de terre noire de $0^m,15$ à $0^m,21$. A ce compte, il eût suffi de trois à six mille ans pour le dépôt de toute la terre noire connue en Europe.

CHAPITRE II

ACTION DES ORGANISMES MARINS

§ 1

SÉDIMENTS DIVERS D'ORIGINE ORGANIQUE

Sédiments littoraux. — Les animaux marins prennent quelquefois, par l'accumulation de leurs coquilles, une part importante à la constitution des dépôts littoraux. Tel est le cas des *Huîtres* et des *Peignes*, qui se développent en bancs puissants sur certaines de nos côtes ; nous avons vu en outre qu'il y avait des plages où la trituration des coquilles suffisait pour donner des sables calcarifères, propres à l'amendement des terres siliceuses.

Les végétaux et, parmi eux, les *Nullipores* et les *Corallines*, contribuent efficacement au même résultat, tandis que d'autres, tels que le *Goëmon*, peuvent, par leur décomposition au fond des baies, donner des couches d'une véritable tourbe marine, comme il en existe dans la presqu'île de Sarzeau.

Mais c'est surtout chez les êtres microscopiques de la classe des protozoaires ou des protophytes que se manifeste l'aptitude du monde organique à procurer l'accroissement régulier de l'écorce solide, en fixant le calcaire et la silice que l'eau de mer tient en dissolution.

Cet effet s'exerce déjà au voisinage immédiat de la terre ferme, dans des baies

Digitized by Google

tranquilles où les carapaces délicates des protozoaires n'ont rien à craindre de l'agitation des flots. C'est ainsi que la vase qui se dépose à l'embouchure des fleuves est assez riche en foraminifères pour qu'Ehrenberg attribue l'obstruction de l'Elbe au développement excessif de ces organismes. En 1839 et 1840, les curages du port de Swinemunde ont donné 160,000 mètres cubes de vase, dont *un tiers* était constitué de microzoaires et de microphytes. Dans le port d'Alexandrie, les dépouilles des foraminifères ont formé une couche de 12 mètres.

Sédiments d'eau profonde. — Toutefois ces sédiments organiques d'estuaires sont peu de chose auprès des dépôts que les êtres microscopiques forment dans les profondeurs de l'océan. Nous avons vu qu'au delà d'une zone qui s'étend tout autour des îles et des continents, jusqu'à une distance d'environ trois cents kilomètres, les matériaux détritiques ne pouvaient plus arriver sur le fond que dans des circonstances exceptionnelles. Aussi l'action sédimentaire est-elle forcément interrompue dans la majeure partie des océans largement ouverts et, s'il s'y fait des dépôts de matière minérale, ce ne peut être que par l'altération sur place du lit de la mer, altération qui donne lieu à un dépôt excessivement lent d'argile rouge avec nodules manganésifères.

C'est alors que la vie intervient pour parer à l'impuissance des forces mécaniques et chimiques et que les organismes de haute mer, surtout ceux qui habitent les eaux de la surface, se multiplient de manière à former, par l'entassement de leurs dépouilles, des sédiments d'une grande étendue. Ces sédiments se distinguent par la nature des espèces qui dominent dans leur masse. Nous allons passer en revue les plus importants d'entre eux, en nous appuyant principalement sur les résultats des sondages du *Challenger*.

Boue à globigérines. — La *boue à globigérines*, le plus abondant de tous les dépôts marins, après l'argile rouge des grands fonds, se rencontre à toutes les profondeurs comprises entre 500 et 5300 mètres ; elle résulte de l'accumulation, sur le lit de la mer, des carapaces calcaires de foraminifères appartenant aux genres *Globigerina*, *Orbulina*, *Pulvinulina*, qui, dans les océans bien ouverts, habitent les eaux chaudes de la surface. A distance des côtes, les éléments détritiques y sont en très faible proportion ; mais cette boue est toujours mélangée d'une certaine quantité d'argile rouge, qui lui donne une teinte d'un gris rosé. Des organismes siliceux, Diatomées, Radiolaires, spicules d'éponges, peuvent s'y trouver en abondance. Une partie assez considérable du dépôt est formée par les *coccolithes* et les *rhabdolithes*, petits granules calcaires microscopiques que l'on considère comme des carapaces d'algues. Ce qui est frappant, c'est la grande ressemblance de la boue à globigérines, observée au microscope, avec la craie blanche réduite en poudre.

On a remarqué qu'en approchant des fonds de 5300 mètres, où elle disparaît, la boue à globigérines est de plus en plus argileuse ; en même temps ses petites coquilles calcaires deviennent d'une extrême fragilité. Il semble qu'au delà de 4500 mètres il y ait, dans le milieu ambiant, quelque chose de contraire à

Digitized by Google

l'existence du carbonate de chaux, du moins sous la forme de foraminifères ou de coccolithes.

Les foraminifères calcaires forment des dépôts étendus sur les plateaux sous-marins voisins des côtes de la Floride. M. Pourtalès a reconnu que les *Miliolides* vivent dans les profondeurs inférieures à 80 mètres; que le genre *Truncatulina* apparaît entre 50 et 140 mètres; que de ce point à 200 mètres habitent de grandes espèces de *Marginulina* et *Cristellaria;* enfin qu'à 200 mètres les restes de *Globigerina* abondent jusqu'à former la masse entière du dépôt.

De belles éponges des genres *Holtenia* et *Hyalonema* se fixent par leur pied dans ces vases calcaires, où se trouvent aussi des frustules de diatomées.

La boue à globigérines fait défaut dans les mers fermées. Elles n'existe pas non plus sous les latitudes polaires. Dans l'hémisphère austral, on ne l'a pas rencontrée au delà du 50e parallèle. Dans l'Atlantique, elle ne s'observe que sur les fonds situés au-dessous du Gulf-Stream et il ne s'en dépose pas sous le courant froid polaire descendant qui côtoie ce dernier, dont il est si nettement séparé par ce qu'on a nommé le *cold wall* ou *muraille froide*. Ces faits s'expliquent si l'on admet que cette vase soit formée par les dépouilles d'organismes de surface, qui réclament à la fois une température élevée et une mer largement ouverte.

Boues siliceuses. — La *boue à radiolaires* résulte d'une accumulation de débris siliceux provenant des Radiolaires (*Acanthometræ*, *Polycystinæ*), associés avec des carapaces de diatomées, des spicules d'éponges, etc. Elle se rencontre à toutes les profondeurs; on en a recueilli à plus de 8000 mètres et c'est à peine si, aux débris siliceux d'organismes, se trouvait associée une petite quantité de matière amorphe, avec des particules d'oxyde de manganèse et des esquilles de pierre ponce. De même que la boue à globigérines ressemble à la craie, la vase à radiolaires offre les mêmes caractères organiques que le dépôt connu sous le nom de *terre des Barbades*.

La *boue à diatomées* constitue un dépôt étendu dans le Pacifique méridional, entre l'angle nord de la banquise de glaces et la latitude des îles Mac-Donald. Avec les frustules des diatomées, on y trouve beaucoup de radiolaires et comme, dans la même région, ces organismes vivants abondent dans les eaux de surface, on peut considérer le dépôt comme dû à la chute des carapaces sur le fond. Les profondeurs auxquelles la boue à diatomées a été rencontrée variaient entre 2500 et 3500 mètres.

La relation entre les dépôts d'eau profonde et la faune microscopique de la surface n'est constante que jusqu'à 3000 mètres. Au delà, il peut arriver que les dépouilles des organismes superficiels ne parviennent pas jusqu'au fond.

Il convient de remarquer que ces différents dépôts s'effectuent avec une grande lenteur : sans doute, la formation des vases d'origine organique est beaucoup plus rapide que celle de l'argile rouge chimique des grands fonds. Mais elle est plus lente que celle des vases bleues ou vertes qui entourent les

Digitized by Google

continents; on peut s'en convaincre par ce fait, que les dents de squales et les caisses tympaniques de cétacés, relativement si abondantes sur l'argile rouge, où rien ne vient les recouvrir, sont beaucoup plus rares dans les boues organiques, tandis que, sur les vases détritiques, les dragages n'en rencontrent pas.

§ 2

GÉNÉRALITÉS SUR LES FORMATIONS CORALLIENNES

Les formations coralliennes sont, sans contredit, l'une des expressions les plus intéressantes que puisse revêtir l'activité des organismes. Non seulement ces constructions, élevées par des êtres tout à fait inférieurs, ajoutent beaucoup au domaine de la terre ferme, là où la stabilité est acquise aux côtes contre lesquelles elles s'appuient; mais, dans les endroits où le sol s'affaisse et tend à disparaître sous les eaux, on peut dire que les organismes constructeurs entament, contre les puissances internes, une lutte souvent efficace et retardent au moins, quand ils ne l'empêchent pas absolument, la disparition d'une partie des terres émergées. A ce double titre, il convient de préciser les conditions dans lesquelles s'élèvent ces constructions coralliennes, si bien étudiées par MM. Darwin et J. D. Dana (1).

Espèces coralligènes. Polypiers. — Les espèces *coralligènes*, c'est-à-dire capables, non seulement de sécréter du calcaire, mais d'en construire des récifs, se répartissent dans quatre divisions principales, dont trois, les *Polypiers*, les *Hydroïdes* et les *Bryozoaires*, dépendent de la série animale, tandis que la quatrième, celle des algues calcaires, *Nullipores* et *Corallines*, appartient au règne végétal.

Un *polype* ou *zoophyte* est essentiellement constitué par un sac ou cavité stomacale, s'ouvrant à l'extérieur par un bouche munie de tentacules; la cavité elle-même est divisée en compartiments par des cloisons et, chez les espèces coralligènes, la peau qui recouvre ces cloisons, ainsi que celle du sac extérieur, sécrètent un appareil calcaire, propre à donner à l'édifice une grande solidité.

En outre, les polypes s'associent en grand nombre, formant des colonies dans lesquelles un polype multiple ou *polypier* est constitué par le groupement d'individus de même espèce. Dans ces associations, la bouche, les tentacules et le sac digestif de chaque individu demeurent distincts; mais le même tissu les réunit tous et les mêmes fluides circulent librement à travers toute la colonie.

Sur un polypier vivant, on peut dire que la vie et la mort marchent constamment de pair. L'édifice meurt par la base et cette base, consolidée par des sécrétions calcaires, sert d'appui à son développement ultérieur. On voit des polypiers

(1) Voir le bel ouvrage de M. Dana, *Corals and Coral-Islands* (London, 1872), auquel nous avons fait ici plus d'un emprunt).

Digitized by Google

qui n'ont pas 5 millimètres de hauteur occuper l'extrémité d'une tige de plus d'un décimètre. L'intérieur meurt aussi à mesure que le sommet s'élève. Les *Astrées* en forme de dômes, ayant parfois jusqu'à 3 et même 5 mètres de diamètre, n'ont de vie qu'à la surface. Dans quelques *Porites*, la couche externe vivante a moins de 3 millimètres d'épaisseur.

De même que, dans les forêts, les troncs d'arbres morts se recouvrent de lichens et de végétations diverses, de même, à mesure qu'un polypier meurt, d'innombrables petites espèces incrustantes s'attachent à sa surface, se maintenant juste à la limite de la partie vivante et accroissant la solidité de l'ensemble. Les polypiers réparent d'ailleurs, avec la plus grande facilité, les blessures que les vagues peuvent leur faire subir; la rupture d'une branche n'est pas pour eux un dommage sérieux et un zoophyte, dont la surface a été rasée, continue à croître aussi bien et même mieux que le gazon qui a été foulé aux pieds; car le gazon a des racines auxquelles il ne doit pas être porté atteinte, tandis qu'un polypier ayant une racine, c'est-à-dire une source de vie, dans chacun des individus qui le composent, un fragment ou une branche, rejeté sur un endroit favorable, peut devenir la base d'un nouvel édifice.

La dureté des polypiers calcaires est, en général, un peu supérieure à celle de la calcite. Comme d'ailleurs leur densité s'élève parfois jusqu'à 2, 9, M. Clifton Sorby (1) pense qu'ils sont surtout constitués par de l'aragonite. La composition chimique normale comporte de 95 à 98 % de carbonate calcique, de 0,28 à 0,84 % d'acide phosphorique, enfin de 1,64 à 3,79 % d'eau et de matières organiques. On y observe aussi des traces de fluorure de calcium et Forchhammer y signale de la magnésie, dont il a trouvé 2,1 % dans le corail rouge et 6,36 % dans *Isis hippuris*.

Les coraux constructeurs appartiennent aux genres suivants :

1° *Astréacés :* toutes les espèces connues.

2° *Fungiés :* presque toutes les espèces.

3° *Oculinacés :* tous les *Orbicellides*, une partie des *Oculinides* et des *Stylastérides*, quelques *Caryophyllides*, *Astrangides*, *Stylophorides* et tous les *Pocillopórides*.

4° *Madréporacés :* tous les *Madréporides* et les *Poritides;* beaucoup des *Eupsammides* ou *Dendrophyllides*.

5° *Alcyonoïdes :* de nombreuses espèces de la famille des *Alcyons* et des *Gorgones* et quelques *Pennatulides*.

Hydroïdes, Bryozoaires, Nullipores. — Les *Hydroïdes*, qui ont dû être séparés des polypes parce qu'on les a vus donner naissance à des méduses, sont représentés parmi les genres coralligènes, surtout dans les Indes occidentales, par les *Plumulaires* et les *Millepores*. Ces organismes, d'une densité égale à 2,95, sont formés d'aragonite avec un peu de phosphate de chaux.

(1) *Quarterly Journal of the Geol. Society of London*, XXXV, p. 56.

Digitized by Google

Les *Bryozoaires* sont de petits mollusques vivant en colonies et simulant les apparences des polypiers, bien qu'ils aient deux ouvertures distinctes à leur cavité stomacale et que jamais les individus d'un même groupe ne soient réunis par un tube commun. Ces corps forment des incrustations souvent très minces, mais qui, en se superposant, peuvent donner naissance à des massifs coralliens. M. Sorby les considère comme résultant d'un mélange intime de l'aragonite avec la calcite.

Les *Nullipores* sont des algues si complètement pierreuses que rien ne trahit extérieurement leur nature végétale. Ces algues forment, à la surface des coraux, des incrustations qui se propagent à la manière des lichens; elles croissent de préférence à l'extérieur des récifs, du côté des brisants.

Les *Corallines*, qui ne sécrètent qu'un peu de calcaire, se développent si abondamment sur certaines côtes, qu'une fois brisées et accumulées sur un rivage, elles peuvent former d'épais dépôts. Agassiz en a décrit de très étendus dans les mers de la Floride. Chez les corallines comme chez les nullipores, c'est la calcite qui paraît dominer à peu près exclusivement.

Fig. 55.
Goniopora columna.

Fig. 56.
Porites mordax.

Fig. 57.
Astræa pallida.

Fig. 58.
Diploria cerebriformis.

Fig. 59.
Dendrophyllia nigrescens.

Fig. 60.
Millepora alcicornis.

Espèces coralligènes (d'après Dana).

Les figures 55 à 60 représentent quelques-unes des espèces coralligènes les plus caractéristiques.

Influence de la température. — La première condition nécessaire au déve-

Digitized by Google

loppement des espèces coralligènes est la chaleur. Ces organismes cessent d'exister partout où, dans le mois le plus froid, la température de la mer s'abaisse au-dessous de + 20°. Les formations coralliennes sont donc limitées par les deux isochimènes de + 20°, relatives à la surface de l'Océan. Le parcours de ces deux lignes est affecté d'irrégularités que nous avons signalées plus haut en en faisant connaître la cause (1). Ainsi, tandis que, dans l'Atlantique méridionale, il y a des coraux au large de Rio-de-Janeiro, par 20° lat. S., il ne s'en trouve pas aux îles Galapagos, situées dans le Pacifique sous l'équateur, à cause du courant froid antarctique qui longe toute la côte occidentale de l'Amérique du Sud.

La moyenne annuelle de la température pour les mers à coraux est de 23°,33 pour le Pacifique septentrional et de 21°,2 pour le Pacifique méridional.

Dans l'espace ainsi délimité, les espèces coralligènes sont véritablement florissantes. On y peut distinguer, de part et d'autre de l'équateur, deux zones : la *z. torride*, limitée par l'isochimène de 23°,4 et la *z. subtorride*, de l'isochimène de 23°,4 à celle de 20°. Dans la première, tous les genres coralligènes sont abondamment représentés : c'est le cas des îles Fidji. Dans la seconde, qui comprend les îles Sandwich, il n'y a pas de madréporides et les tribus des astréacés et des fungiés y comptent peu d'individus ; en revanche, les coraux plus résistants, tels que les *Porites*, y abondent. Le Brésil fait partie de cette zone.

Il est à remarquer que l'identité de température, entre deux points de l'Océan, n'implique par celle des organismes coralligènes. Il y a de nombreuses particularités régionales dont les conditions physiques ne suffisent pas à rendre compte et qui ne peuvent être expliquées qu'en faisant appel à l'influence du passé. Ainsi les coraux du golfe de Panama n'ont aucun des caractères de ceux des Antilles.

Conditions physiques diverses. — Après l'action de la température vient celle de la profondeur. On a reconnu que les espèces coralligènes ne se développent pas au-dessous de *vingt brasses* ou 37 mètres d'eau. Au delà de cette profondeur, elles peuvent encore exister à l'état individuel, mais deviennent incapables de s'associer pour construire des récifs. La cause de cette impossibilité ne doit pas être cherchée dans la température, car, dans le Pacifique moyen, la nappe située à 30 mètres de la surface possède le plus souvent une température supérieure à 25°. Sans doute la nécessité de l'accès de l'air et de la lumière est pour quelque chose dans cette limitation bathymétrique de la zone corallienne.

Les coraux peuvent être exposés à l'air pendant la durée de la basse mer. On en a vu qui, à ce moment, dépassaient de 0m,15 le niveau de l'eau. Mais une eau très pure leur est absolument nécessaire et ils ne peuvent croître à l'embouchure des fleuves, non plus que sur les rivages de sable ou de vase, à cause des matières solides que l'eau tient alors en suspension. L'eau douce n'est pas, par elle-même, un obstacle au développement des coraux, car en vertu de sa légèreté spécifique, elle reste à la surface ; c'est par les sédiments qu'elle charrie d'ordinaire

(1) V. *ante*, p. 96.

Digitized by Google

que son influence peut devenir nuisible. Les animaux perforants sont pour les espèces coralligènes un voisinage très gênant ; mais les serpules ne leur font pas de mal et se contentent d'incruster les parties mortes. Enfin les coraux, ayant besoin d'une assiette, ne peuvent s'établir sur une côte abrupte.

La rapidité avec laquelle s'accroît, non un récif, mais un corail vivant, varie avec les espèces. Les madrépores, ou coraux branchus, sont ceux qui se développent le plus vite. En 1857, M. Whipple a observé, sur la quille d'un navire qui avait fait naufrage 64 ans auparavant, une branche de madrépore de 5 mètres de long, ce qui correspond à un accroissement annuel peu inférieur à $0^m,08$. Sur le genre *Porites*, M. Dana a mesuré un accroissement de $0^m,038$, tandis que, pour la même espèce, observée près de Taïti, MM. de Benazé et Leclère ne trouvaient que $0^m,018$. Une *Mæandrina* des côtes de Floride a donné le chiffre de $0^m,025$.

§ 3

RÉCIFS CORALLIENS

Ceintures et barrières de récifs. — On peut distinguer, avec M. Dana, les *récifs coralliens* proprement dits, qui bordent les côtes des îles et celles des continents et les *îles coralliennes*, isolées en plein Océan, loin de toute autre terre.

Un *récif corallien* est un banc de rocher, construit par les coraux sur le fond de la mer dans le voisinage des côtes. L'approche d'un rivage bordé de récifs se révèle au navigateur par une ligne de brisants située au large de la terre et qui résulte de ce que la vitesse des vagues s'amortit sur cet obstacle surgissant tout à coup en travers de leur route. Le récif affleure, en général, juste à la hauteur de la basse mer.

On distingue les *ceintures de récifs* (*fringing reefs*) et les *barrières de récifs* (*barrier-reefs*), les premières bordant immédiatement la terre ferme, tandis que les autres en sont situées à des distances susceptibles d'atteindre, le long des côtes d'Australie, de 80 à 100 kilomètres. La figure 61 représente ces diverses formes telles qu'elles sont réalisées dans les îles Fidji.

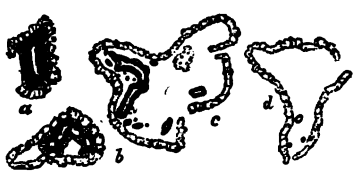

Fig. 61. — Formations coralliennes des îles Fidji. *a*, Goro, avec ceinture de récifs; *b*, Angau, avec ceinture et barrière; *c*, l'archipel des *Exploring Isles* avec barrières très éloignées; *d*, Nanuku, Atoll avec une seule pointe de rocher (d'après J. D. Dana).

La condition des récifs est assez différente suivant qu'ils sont *extérieurs*, c'est-à-dire recevant directement le choc de la pleine mer, ou *intérieurs*, c'est-à-dire protégés en avant par d'autres récifs formant barrière.

Récifs extérieurs. — Les récifs extérieurs s'élèvent environ jusqu'au tiers de la hauteur de la marée, sauf en quelques points où l'accumulation de leurs propres débris leur fait dépasser le niveau de la pleine mer. Leur surface n'est pas unie et à mer basse on y observe de nombreuses flaques d'eau où prospèrent les espè-

Digitized by Google

ces coralligènes avec des mollusques, des astéries, des échinides, des holothuries, des éponges et des algues.

Le bord externe du récif recevant le choc direct des vagues, c'est là que l'accroissement des coraux est le plus irrégulier ; aussi le contour en est-il très dentelé. Quand on s'éloigne du bord dans la direction du large, on observe une chute rapide de fond jusqu'à 10 ou 12 mètres, puis une pente ménagée, conduisant, à quelques encâblures de distance, jusqu'aux fonds de 30 à 35 mètres, qui servent d'assiette à des coraux ; après quoi la descente devient assez abrupte et atteint bien vite des profondeurs qu'un plomb de sonde ordinaire ne peut plus mesurer.

C'est généralement sur le bord externe que la plate-forme corallienne est le plus élevée. C'est aussi de ce côté qu'elle offre un revêtement de nullipores qui augmente d'autant plus sa solidité, que le dépôt calcaire formé de ces algues n'est pas, comme celui des polypiers, interrompu par des ouvertures. D'après Darwin, sur l'île de Keeling, la couche de nullipores est épaisse d'un mètre et large de six.

La largeur de la plupart des récifs formant barrières n'excède pas quelques centaines de mètres.

Récifs intérieurs. — Du côté opposé à la pleine mer se trouve, entre une barrière corallienne et la terre ferme, une lagune presque entièrement soustraite aux agitations de l'Océan. Si les coraux s'y établissent, donnant naissance à des récifs *intérieurs*, on remarque que ces derniers offrent un contour moins dentelé, un profil moins abrupt et une surface plus uniformément plate que les récifs extérieurs. Ils sont plus complètement submergés à mer basse et leurs dépressions deviennent le refuge privilégié de nombreux poissons, ressource précieuse pour les habitants des îles voisines. Cette infériorité de développement, relativement aux barrières extérieures, tient en partie à ce que l'agitation de la vague est pour les coraux un élément de prospérité, en partie à ce que les formations intérieures subissent plus ou moins l'influence défavorable des eaux douces, chargées de débris, qui se rendent à la mer après avoir ruisselé sur les pentes de l'île entourée par le récif. Mais la plus grande différence entre les deux types de récifs réside dans la texture de leur masse et, pour bien l'apprécier, il convient de porter notre attention sur la manière dont s'élèvent les constructions coralliennes. Seulement nous dirons tout d'abord quelques mots d'un autre type, aujourd'hui beaucoup plus rare que les premiers, mais qui peut-être, à d'autres époques, a pu être la forme dominante de l'activité corallienne.

Récifs isolés, Abrolhos. — Ce nouveau type s'observe, d'après M. Hartt (1), sur la côte du Brésil, à l'extérieur de la bordure de récifs qui entoure les îles de l'Archipel des Abrolhos, au sud de Bahia, par 18° lat. S. Là il existe *au large*, jusqu'à une assez grande distance, des récifs isolés s'épanouissant à leur sommet, en forme de gros chapeaux (*chapeiroes*) ou plutôt de champignons. Sur une lon-

(1) Hartt : *Geology of Brazil*, in Dana, *Corals and Coral Islands*, p. 140.

Digitized by Google

gueur de 15 à 16 kilomètres avec une largeur de plus de 6000 mètres, la réunion de récifs de ce genre forme l'écueil dit *Parcel de los Abrolhos*, contre lequel nombre de vaisseaux sont venus se heurter.

Dans la partie septentrionale de cette accumulation, ces espèces de champignons coralliens se rapprochent au point de ne plus former qu'un immense récif, celui du Lixo, entièrement découvert à marée basse et entrecoupé de nombreuses flaques d'eau (fig. 62).

C'est au même groupe qu'appartiennent, dans le Pacifique, les champignons

Fig. 62. — Vue perspective du récif du Lixo (Abrolhos) (d'après M. Hartt).

coralliens signalés par M. Whipple (1) au voisinage de l'île des Turcs. L'un d'eux, assis sur un fond de 15 mètres, se composait d'un tronc de 10 mètres de hauteur et de 4^m, 50 de diamètre au sommet, s'épanouissant en une masse tabulaire arrondie de 15 mètres de rayon. Souvent ces récifs s'unissent, laissant entre eux des espaces creux en forme de cavernes, qui ont jusqu'à cent mètres de long et, quand la houle est forte, la lame au dessus de ces récifs donne naissance à un nuage d'écume produit par le choc mutuel de l'eau et de l'air dans les cavités.

Les récifs exceptionnels dont il vient d'être question ne se développent que là où des bas-fonds se prolongent sur de grandes étendues en avant des côtes et où ni la marée ni les tempêtes ne sont trop fortes.

Mode de formation d'un récif. — Un récif corallien, à mer basse, offre une surface irrégulièrement parsemée de zoophytes et autres familles coralligènes, aux couleurs parfois très riches, croissant sur un fond de roche, jonché de menus débris. Ces débris abondent surtout sur les récifs extérieurs; ils proviennent de la destruction que les vagues ne cessent de faire subir aux coraux vivants, destruction qui, loin d'être un dommage pour la masse, contribue au contraire à sa consolidation. D'une part, on a constaté que c'est sous l'influence du choc répété des vagues que les coraux se développent le mieux, de telle sorte que, dans un

(1) *Boston Society of natural History*, 1862.

Digitized by Google

récif, le côté le plus haut est toujours celui qui fait directement face au vent dominant. D'autre part, en s'accumulant dans les intervalles des coraux vivants, les débris y forment un remplissage solide, que les eaux d'infiltration, chargées de calcaire, auront bientôt cimenté en une masse compacte.

En outre, il n'est pas douteux que la vase calcaire produite par la trituration des fragments ne soit plus facilement attaquable par l'eau et n'augmente ainsi la proportion de carbonate de chaux dissous à l'aide de laquelle les organismes doivent alimenter leurs sécrétions. Enfin les Nullipores, dont le développement exige le choc répété des lames, consolident au fur et à mesure le corps du récif en se tenant à la limite entre la partie vivante et la partie morte. De la sorte, un récif extérieur est une sorte de *béton*, formé de fragments de coraux cimentés par des eaux calcaires, et à la surface duquel se développe une végétation toujours prête à en accroître la hauteur.

Au contraire, dans un récif intérieur, la masse est formée par les coraux *en place*, les intervalles ayant été comblés par du sable calcaire provenant de la destruction, beaucoup moins active, du sommet des polypiers branchus. L'édifice est donc sensiblement moins compact et il est toujours aisé d'y reconnaître les individus qui ont servi à le construire.

A Tongatabu, on observe, sur des récifs intérieurs, des individus de *Porites* qui ont 8 mètres de diamètre et, dans les îles Fidji, les astrées et les méandrines mesurent de 4 à 5 mètres. Les polypiers en dôme, quand ils arrivent à la surface, ne s'accroissent plus que par les côtés et deviennent de larges cylindres à tête plate. La surface d'un récif de cette nature offre l'apparence d'un pavage cyclopéen; mais le ciment formé par l'agglutination du sable calcaire qui remplit les intervalles est plus solide que celui de tous les ouvrages d'art et dépasse en compacité le corps des polypiers eux-mêmes.

En avant des récifs coralliens, comme au pied de la plupart des rivages facilement attaquables par les vagues, règne une plate-forme, située à peu près au niveau de la basse mer. Les lames, en s'y développant, balayent le sable et les fragments qu'elles apportent sur le récif, et la plate-forme se consolide par le ciment que les eaux d'infiltration y font pénétrer.

Une barrière ou une bordure corallienne peut être interrompue par des ouvertures correspondant aux points où les coraux n'ont pas pu se développer, soit que, sur ces ouvertures, débouchent des courants chargés de matières solides en suspension, soit que la configuration du sous-sol immergé n'ait pas permis aux coraux d'y prendre racine. Ces ouvertures sont généralement très stables, en raison de la nature des circonstances qui les ont fait naître.

Vitesse d'accroissement. — La vitesse d'accroissement d'un récif, sur une base supposée stable, dépend de bien des circonstances : la rapidité avec laquelle se développent les coraux, la densité plus ou moins grande de la plantation corallienne, la direction des courants qui accumulent les débris, l'intervention plus ou moins active des eaux chargées de sédiments, enfin la force des marées

Digitized by Google

et celle des lames, tels sont les facteurs qui concourent au résultat final. On peut donc prévoir que ce résultat sera très variable suivant les cas et que, à égalité de circonstances, les récifs extérieurs s'accroîtront plus vite que les autres.

Cela posé, l'observation montre que la vitesse d'accroissement d'un récif est très faible. Une surface couverte de madrépores pourrait s'exhausser, par l'entassement des débris, d'environ $0^m,00637$ par an; mais en considérant que les deux tiers à peu près de la surface sont improductifs, il est prudent de réduire ce chiffre à $0^m,00223$. Avec une méandrine, on atteindrait à peine $0^m,0003$ et, avec une oculine, $0^m,00057$. Si l'on admet une moyenne de 1 millimètre et demi, il faudrait près de 670 ans pour que le récif s'accrût d'un mètre.

Quoi qu'il en soit, il arrive toujours, si le fond est stable, un moment où la plantation corallienne, partie de son maximum bathymétrique de vingt brasses, atteint le niveau de la basse mer, qu'elle ne saurait dépasser d'une manière sensible. A ce moment, les coraux ne peuvent plus s'employer qu'à réparer les pertes que les vagues font subir au récif en ébréchant ses bords.

Émersion naturelle du récif : ses résultats. — Or ces pertes ont pour résultat la transformation totale ou partielle du récif en terre émergée. En effet, les tempêtes, en dégradant les bords, rejettent les fragments sur la plate-forme, qui bientôt se trouve jonchée de gros blocs et de menus débris, dont l'entassement finit quelquefois par dépasser le niveau de la haute mer. Cet effet se produit surtout du côté du vent, là où le récif est naturellement le plus élevé. Quand l'émersion est définitive, des semences apportées par les flots, les vents ou les oiseaux prennent possession du sol et un îlot de verdure apparaît au milieu de la ligne de brisants.

De tels îlots s'élèvent jusqu'à la plus grande hauteur que les vagues côtières puissent atteindre dans le Pacifique, c'est-à-dire jusqu'à 3 mètres environ, si la marée est d'un mètre, jusqu'à 5 ou 6 si elle est de 2 mètres ou plus.

Ainsi, grâce à la persistance des organismes en présence des assauts de la vague, la force mécanique de l'Océan contribue elle-même à augmenter la hauteur de la digue qui, désormais, va mettre le rivage d'une île ou d'un continent à l'abri de ses coups les plus furieux. Mais ce n'est pas tout; à ce moment, l'espace demeuré en arrière du récif n'est plus qu'une lagune tranquille, de faible profondeur. Si donc cette lagune reçoit un apport suffisant en matériaux sédimentaires, elle est destinée à se combler peu à peu, à l'abri de son cordon littoral d'origine organique, exactement comme, à l'abri des levées de sable et de galet, les lagunes européennes sont colmatées par les fleuves. De cette manière, une barrière de récifs nous apparaît, non seulement comme un rempart protecteur de la terre ferme, mais comme un instrument d'accroissement pour cette dernière. N'y a-t-il pas là de quoi faire pardonner à ces appareils naturels les dangers qu'ils peuvent faire courir aux navigateurs assez hardis pour s'aventurer dans des parages inconnus?

Digitized by Google

§ 4

ILES CORALLIENNES, ATOLLS.

Forme des Atolls. — Une île corallienne est un récif isolé en plein océan. Sa forme habituelle est celle d'un étroit cordon entourant un lac intérieur dit *lagune*. Tantôt le cordon n'est que partiellement émergé et la lagune participe aux agitations de la mer; tantôt l'enceinte est complètement fermée et le récif, couvert de la riche végétation des tropiques, forme un anneau continu de verdure autour d'un lac dont la tranquillité contraste avec le mouvement des flots dans l'océan voisin. A cet état de perfection, l'île corallienne prend le nom d'*Atoll*, emprunté à la langue maldive.

La figure 63 représente un atoll incomplet, à ceinture discontinue ; c'est l'atoll de Fakaafo ou île de Bowditch. Il a 14 kilomètres de longueur et sa plus grande largeur est de 8350 mètres. La surface immergée l'emporte en étendue sur celle qui est à découvert. Au contraire, on voit dans la figure 64 un atoll complet, celui de Taiara. L'anneau irrégulier, dont la plus grande largeur est d'environ 4 kilomètres, entoure complètement un lac elliptique qui n'a pas plus de 1800 mètres de grand axe. Enfin il y a certains petits atolls, comme celui de Jarvis, où la lagune a disparu, asséchée par l'évaporation et est devenue ensuite un réservoir de guano (1).

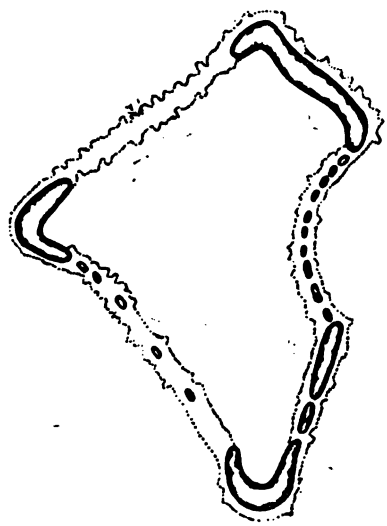

Fig. 63. — Fakaafo (île Bowditch), atoll incomplet (d'après Dana).

La forme des atolls est extrêmement capricieuse; dans les îles Gilbert ou Kingsmill on peut observer toutes les variétés possibles; anneaux allongés, arrondis ou anguleux, enceintes carrées, triangulaires ou formant simplement deux des côtés d'un triangle, etc. Quand la ceinture est interrompue, ce qui est le cas le plus fréquent, les ouvertures qui donnent accès dans la lagune offrent des profondeurs très diverses; sur 28 îles visitées par l'expédition de Wilkes dans l'Archipel de Paumotou, la moitié étaient dépourvues d'entrées navigables. D'ailleurs ces ouvertures sont le plus souvent parcourues par de rapides courants, dirigés vers la mer, qui en rendent l'accès encore plus difficile.

Fig. 64. — Taiara, atoll complet du Pacifique (d'après Dana).

Dimensions et caractères des diverses parties d'un atoll. — La plate-

(1) Voy. *ante*, p. 325.

Digitized by Google

forme annulaire des atolls, comme celle des barrières de récifs ordinaires, est toujours assez étroite. Sa largeur varie ordinairement de 50 à 600 m. Son niveau dépasse rarement de 3 mètres celui de la pleine mer. Les parties les plus hautes sont celles qui font face aux vents dominants.

La figure 65 représente, d'après M. Dana, la section transversale la plus habituelle dans les atolls. d e est la partie émergée et couverte de végétation ; c d est une plage, très inclinée à l'extrémité, parfois sous un angle de 30 à 35°, do-

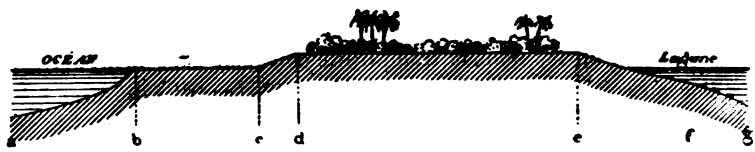

Fig. 65. — Coupe d'un atoll à mer basse (d'après Dana).

minant de 2 à 3 mètres la plate-forme littorale b c. Cette dernière, située au niveau de la basse mer, a de 30 à 100 mètres de largeur. Son bord extérieur est d'ordinaire un peu surélevé et fortement incrusté de nullipores. La roche en est caverneuse et ses cavités servent de retraite aux crabes, aux oursins et aux mollusques, tandis que de gigantesques tridachnes, pesant jusqu'à 250 kilogrammes, gisent à demi enfouis sur sa surface. Au delà s'étend, en a, jusqu'à une distance du rivage variable entre 30 et 200 mètres, un bas-fond qui cesse brusquement pour faire place à une mer très profonde. Sur ce bas-fond, partout où la hauteur d'eau ne dépasse pas une quinzaine de mètres, se développent de nombreux coraux entourés de sable calcaire.

La plate-forme littorale, presque totalement émergée à mer basse, est recouverte, par la marée montante, de sable calcaire et de débris de coraux, destinés à venir augmenter le dépôt de plage. Au pied de la plage sont des blocs de plusieurs décimètres cubes, rejetés par les fortes lames ; ces blocs, en équilibre instable, laissent entre eux des vides où se plaisent les poissons, les crabes, les actinies, les oursins et les éponges.

La plage elle-même est formée de sable et de cailloux calcaires avec coquilles brisées. De loin, son extrême blancheur et sa régularité lui donnent l'aspect d'un quai ou d'une fortification, élevés autour d'un massif de verdure (1).

La plate-forme émergée, dans les parties qui dépassent à peine le niveau de l'eau et dont la végétation n'a pas encore pris possession, offre l'aspect d'un amas de décombres. Des blocs de roche corallienne, dont quelques-uns ont de 2 à 3 mètres cubes, gisent entassés les uns sur les autres, complètement noircis par l'exposition à l'air ou par les lichens et rendant un son métallique sous le choc du marteau. Il y a de ces blocs qui ne sont que des fragments de coraux ; d'autres ont la structure conglomérée du récif lui-même, auquel ils ont été arrachés par les vagues de tempêtes.

(1) Dana, *op. cit.*, p. 177.

Digitized by Google

Plus loin, ces entassements de blocs sont recouverts de sable corallien et quelques arbrisseaux ont pu s'y installer. Enfin, dans les parties franchement émergées, le sol superficiel est un sable formé de débris de coraux et coloré, sur 10 ou 13 centimètres, par des matières organiques. A la profondeur de 0m,60 au plus, le sable est aggloméré par un ciment calcaire en une roche compacte. Ce terrain, en apparence si peu fertile, n'en sert pas moins de support à une végétation luxuriante, au milieu de laquelle apparaissent, çà et là, quelques gros blocs calcaires ayant la même origine que ceux qui ont été précédemment décrits.

Le bord du récif qui est tourné vers la lagune est ordinairement en pente douce et prolongé par une plate-forme analogue à celle qui règne à l'extérieur et où croissent parfois des coraux, quoique, le plus souvent, le fond soit uniformément de sable sans coraux vivants. Sur beaucoup de petits atolls, la plage de la lagune est formée d'une vase plastique blanche ou brune, résidu presque impalpable de la trituration des coraux.

Dans les îles coralliennes de petites dimensions, la lagune est sans profondeur et parfois même à sec, avec incrustations salines. Au contraire, si les pluies sont abondantes, l'eau douce peut finir par y prédominer.

Les lagunes des grands atolls ne contiennent que peu de récifs intérieurs et ont ordinairement un fond de sable ou de vase, à une profondeur moyenne de 55 à 60 mètres, quelquefois de 100 mètres. Leur fond est assez uniforme ; la sonde y rencontre des cailloux, du sable, des coquilles et de la vase corallienne, cette dernière étant dominante. Les coraux s'y développent dans leur position normale, sans être brisés par les vagues.

Le sable corallien des récifs y forme quelquefois des dunes. D'après M. Schomburgh (1), il y en a, sur l'île d'Anegada, dans les Indes occidentales, dont la hauteur dépasse douze mètres. Celles de l'île d'Oahu atteignent, du côté du vent, 13 ou 14 mètres ; elles sont formées par des couches successives de sable corallien, d'un centimètre d'épaisseur, dépourvues de débris coquilliers, que le vent s'est montré impuissant à déplacer.

A l'extérieur des atolls comme au large des barrières de récifs, la profondeur de la mer augmente avec une grande rapidité. Tout près de l'angle de l'île de Metia (Taïti), une sonde de 300 mètres ne rencontre pas le fond : pour l'atteindre à 1600 mètres au large, il faut descendre jusqu'à 1100 mètres. En général, la pente du fond est douce jusqu'à une distance du rivage qui varie entre 1 et 500 mètres; ensuite se produit une descente roide sous un angle de 40 à 50 degrés et, d'après les faits observés, il est possible qu'à de grandes profondeurs l'édifice corallien ait des parois verticales ou même en surplomb.

Particularités physiques des atolls. — Un trait caractéristique des atolls est la faible proportion de terre habitable qu'ils renferment. Dans l'archipel de

(1) *Journal of the royal geographical Society*, II, p. 152.

Digitized by Google

Paumotou et dans celui des îles Gilbert, cette proportion n'est que de $\frac{1}{24}$. Elle est encore moindre dans les Carolines. Les îles Marshall n'offrent que 1 pour 100 et les îles des Pêcheurs $\frac{1}{3}$ pour 100 de superficie habitable. Encore cette superficie est-elle placée dans des conditions très précaires. Sans doute, grâce à l'abondance des pluies équatoriales, l'eau douce n'y fait pas défaut. Le sol étant formé de sable corallien blanc, qui réfléchit la chaleur sans l'absorber, l'évaporation y est très faible et il suffit, pour atteindre la nappe d'infiltration des eaux pluviales, de creuser des puits de 2 à 3 mètres. Mais cette ressource n'en demeure pas moins précaire et ne peut suffire qu'aux seuls usages domestiques. La végétation, qui ne se compose que de plantes dont les semences ont été apportées par les vagues, les vents ou les oiseaux, est très limitée ; ainsi la flore des îles de Paumotou ne renferme pas plus de 28 ou 30 espèces. Il est vrai que dans ce nombre se trouve le cocotier, si précieux à tant d'égards et susceptible d'être utilisé à la fois pour l'alimentation, le vêtement et le logement des insulaires. Quant à la civilisation, on se figure aisément ce qu'elle peut être dans un milieu où toute agriculture est impossible et où les seules matières minérales, en dehors du carbonate de chaux, sont des fragments de pierre ponce flottés par l'océan ou des morceaux de roches dures qui sont venus s'échouer sur la plage avec les souches d'arbres auxquelles ils étaient restés adhérents. Avant 1840, époque où ils furent visités par l'expédition de Wilkes, les naturels de l'île Bowditch ne se doutaient pas qu'il existât des êtres humains en dehors du groupe d'atolls dont leur île faisait partie.

On doit signaler l'influence assez curieuse que les îles coralliennes exercent sur le régime des courants d'air. Ces îlots, disséminés au milieu de l'Océan, au-dessus duquel les conditions de la température sont si régulières et si uniformes, deviennent comme autant de foyers de chaleur, dont chacun est le point de départ d'une colonne ascendante d'air chaud. Cette colonne s'élève à une hauteur considérable et suffit, quelle que soit la petitesse de l'île, pour offrir une résistance efficace au passage des vents. Ainsi d'après M. Dana, M. J. D. Hague a souvent observé, sur l'île Jarvis et les deux îlots voisins, le remarquable phénomène d'une rafale de pluie coupée en deux, dès la rencontre de l'île, par le courant vertical d'air chaud établi au-dessus du sable corallien.

Atolls secondaires. — Il est un groupe d'atolls, celui de Malhos Mahdoo, dans l'archipel des Maldives, qui offre une particularité remarquable. L'ensemble des îles dessine un grand récif annulaire discontinu qui, par sa forme, mérite proprement le nom d'atoll ; or non seulement les îlots boisés qui en constituent le bord extérieur, mais encore les îlots qui surgissent dans la lagune, sont tous individuellement constitués à l'état d'atolls, c'est-à-dire d'anneaux enfermant chacun un lac intérieur. Plusieurs de ces atolls secondaires ont de 5 à 9 kilomètres de diamètre et les lagunes y sont profondes de 3 à 6 mètres.

M. Darwin a remarqué que les grands axes des petits atolls extérieurs sont généralement alignés suivant la courbe moyenne du récif général qui les com-

Digitized by Google

prend tous : en outre, d'après le même auteur, les atolls secondaires ne se rencontrent qu'au voisinage de canaux largement ouverts, qui découpent le récif principal et donnent à la mer un libre accès dans l'intérieur.

§ 5

THÉORIE DES RÉCIFS CORALLIENS

Anciennes théories. — La forme remarquablement annulaire de la plupart des atolls a de bonne heure attiré l'attention; tandis que les uns y voyaient une preuve du merveilleux instinct des coraux, qui leur faisait choisir la disposition la mieux appropriée pour résister aux attaques de l'océan, les autres ont émis l'opinion, longtemps acceptée, que chaque atoll était une construction élevée par les organismes coralligènes au-dessus d'un ancien cratère. La nature volcanique de presque toutes les îles du Pacifique prêtait d'ailleurs à cette hypothèse un certain caractère de vraisemblance.

Toutefois une telle manière de voir se heurte aux plus graves objections. En premier lieu, il faut admettre que tous les cratères servant de base aux atolls ont été immergés après leur formation; or l'expérience permet d'affirmer qu'en raison de la nature meuble des matériaux qui le composent, un cratère est généralement incapable de résister à l'action des vagues. En second lieu, il faudrait que le fond de l'océan eût été tapissé de cratères (jusqu'à soixante-dix dans un seul archipel) et que tous eussent atteint la même hauteur, puisqu'une profondeur d'eau de moins de 40 mètres suffit pour empêcher le développement des coraux. Or cette identité d'altitude dans les cratères faisant partie d'un même groupe est un fait sans exemple dans les régions volcaniques connues.

D'ailleurs certains de ces cratères devraient avoir au moins 93 kilomètres de diamètre et ceux de 37 à 50 kilomètres seraient communs. De pareilles dimensions sont bien loin d'être réalisées dans les volcans actuels.

Enfin pour justifier une telle abondance de montagnes cratériformes aujourd'hui noyées, il faudrait au moins que, dans les îles volcaniques du Pacifique, il y eût un nombre considérable de cratères au-dessus du niveau de l'océan. Il n'en est rien et, en particulier, on en chercherait vainement sur les îles Marquises, les îles Gambier ou celles de la Société, c'est-à-dire dans les trois archipels les plus voisins de celui de Paumotou, si riche en manifestations coralliennes.

Théorie de Darwin. — Il faut donc recourir, pour trouver la raison de la forme des atolls, à une autre explication. Celle qu'a proposée M. Ch. Darwin (1) et à laquelle l'adhésion de M. J. D. Dana est venue donner un nouveau poids, semble s'accorder, de la manière la plus satisfaisante, avec tous les faits observés. Nous allons exposer succinctement les principes de cette ingénieuse théorie qui, en même temps qu'elle rattache l'activité coralligène à l'un des grands faits de la dyna-

(1) *On the structure and distribution of Coral Reefs*, London, 1842.

Digitized by Google

maique interne, groupe dans un harmonieux ensemble non seulement les diverses formes d'atolls, mais toutes les variétés connues de récifs coralliens.

Le trait saillant de la structure des atolls, comme de celle des barrières de récifs, c'est leur épaisseur souvent considérable et bien supérieure à cette profondeur de 37 mètres au delà de laquelle nous savons qu'il ne se développe pas de formations coralliennes. Si, à l'extérieur d'un récif, on jette la sonde par des fonds de plusieurs centaines de mètres, sans doute on ne ramène plus de coraux vivants; mais la roche que l'outil rapporte est identique avec celle qui forme le corps du récif près de la ligne de la basse mer et possède incontestablement la même origine. Or il est impossible que cette roche ait pris naissance à une profondeur de plus de vingt brasses; donc elle n'a pu être amenée dans la situation qu'elle occupe que par un affaissement du sol, assez lent pour maintenir toujours le sommet de l'édifice corallien en voie d'accroissement dans le voisinage de la surface de l'océan. Ainsi la tendance du fond de la mer à s'affaisser lentement, au moins dans les latitudes équatoriales, nous apparaît au premier abord comme la condition nécessaire du développement de puissants massifs de coraux.

Cela posé, imaginons un récif qui se soit développé sous la forme de ceinture autour d'une île placée dans des conditions favorables; nous savons que le bord extérieur du récif croîtra plus vite que la partie qui touche la côte, d'abord parce qu'il manque à cette dernière le choc direct des vagues et le concours des nullipores, ensuite parce que les eaux chargées de sédiments y viennent contrarier le travail des coraux.

Si donc (fig. 66) l'île s'affaisse avec une vitesse moindre que celle de l'accrois-

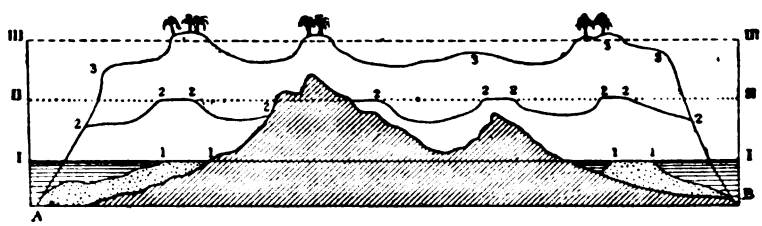

Fig. 66. — Développement progressif d'un atoll (d'après Dana). — I I, II II, III III, niveaux successifs de la mer. A 1 1 1 B, A 2 2 2 B, A 3 3 3 B, profils correspondants de l'atoll.

sement du récif, ce dernier, continuant à se développer mieux à l'extérieur, formera bientôt une barrière (2,2), laissant, entre elle et la terre encore émergée, une lagune de peu de profondeur, peuplée de coraux vivants. Il suffira que l'affaissement continue, jusqu'à la disparition des derniers sommets de l'île, pour que la barrière de récifs, contractant toujours son diamètre, devienne un atoll (3,3), aux parois voisines de la verticalité et pouvant offrir, dans l'intérieur de sa lagune, quelques îlots, s'il s'est développé des récifs au-dessus des points les plus élevés de l'île engloutie.

Digitized by Google

Toutes les phases de cette transformation sont représentées parmi les récifs coralliens ; ceintures en contact immédiat avec une île, barrières avec ou sans ceintures à l'intérieur, atolls entourant un ou plusieurs sommets dont l'immersion semble prochaine, comme aux îles Gambier, enfin atolls annulaires complets entièrement conquis à la végétation, comme celui de Bolabola, parfois même anciens atolls à lagunes desséchées comme celle de l'île Jarvis, il n'est pas un type de transition qui fasse défaut. De plus, la théorie qui vient d'être exposée justifie bien la grande diversité de forme des atolls, dont chacun reflète plus ou moins le contour primitif de l'île disparue, ainsi que la façon irrégulière dont les ouvertures y sont disposées, la place de chacune d'elles ayant été nécessairement déterminée, au début, par les circonstances de la côte voisine.

On peut encore rattacher sans grande difficulté à cette explication le fait si singulier des atolls secondaires, dont les îles Maldives nous offrent l'exemple. Si les diverses parties émergées d'un récif sont assez isolées les unes des autres pour que le régime de la pleine mer se fasse sentir sur toute leur périphérie, chacune d'elles pourra se constituer à l'état d'atoll, grâce au secours que les vagues apporteront à l'accroissement plus rapide de son bord externe. Enfin le comblement d'une lagune ne pouvant guère s'opérer que par les débris arrachés au bord du récif et rejetés dans l'intérieur par les vagues de tempêtes, on ne doit pas s'étonner de ne trouver de lagunes comblées que dans les îles de très petites dimensions, comme les îlots Swain et Jarvis.

Pour qu'un récif puisse parcourir toutes les phases qui viennent d'être indiquées, il faut que la vitesse avec laquelle il s'affaisse ne soit pas, dans l'ensemble, très supérieure à celle de son accroissement. Nous avons vu qu'en moyenne un récif pouvait s'accroître annuellement de 1 millimètre ou 1 millimètre et demi. Telle est donc à peu près la limite de la vitesse *moyenne* de l'affaissement. Mais ce mouvement n'est pas nécessairement continu ; il peut se produire par saccades, pourvu que chacune d'elles n'entraîne jamais une descente de plus de vingt brasses ; autrement le développement de l'édifice corallien serait immédiatement arrêté et on aurait alors un *récif mort* (*dead reef*), comme celui qui forme le bas-fond de Chagos, dans l'océan Indien.

En résumé, chaque atoll est, en quelque sorte, un monument funéraire (1), qui marque la place d'une île engloutie et qui atteste, en même temps, les efforts faits par le monde organique pour soustraire à la destruction une partie du domaine terrestre. Quant à l'émersion de l'atoll et au développement de la végétation sur sa surface, ils n'exigent pas nécessairement que le mouvement de descente ait cessé. Il suffit que ce mouvement soit très lent pour que les vagues aient le temps d'entasser sur la plate-forme corallienne les débris qui l'élèveront au-dessus du niveau de l'océan.

Preuves de l'affaissement du Pacifique. — Nous avons dit que la grande épaisseur des récifs, qui parfois atteint 500 ou 600 mètres, était par elle-même

(1) Dana, *op. cit.*, p. 271.

Digitized by Google

une démonstration décisive de l'affaissement du sol dans le Pacifique. Mais on peut donner d'autres preuves de la réalité de ce mouvement. Il y a, sur l'île de Ponape, dans l'archipel des Carolines, des monuments sacrés d'ancienne date, dont la mer baigne aujourd'hui les fondations. De plus, d'après une remarque de M. Dana, si l'on figure, à l'aide des sondages, les lignes d'égale profondeur de la mer autour des îles du Pacifique, on les voit former brusquement des angles rentrants au débouché de chacune des vallées de ces îles, ce qui veut dire que les thalwegs d'érosion se prolongent sous l'océan jusqu'à une assez grande distance. Or nous savons (1) que cette structure est caractéristique d'un rivage en voie d'affaissement. La fréquence d'une telle disposition dans le Pacifique atteste donc que le fond de cet océan a dû s'affaisser sur de grandes étendues.

Lignes de dépression. — Toutefois cet affaissement n'est ni uniforme, ni général, et tandis que les parties du Pacifique où abondent les récifs se sont abaissées, d'autres au contraire offrent des signes manifestes d'émersion. D'après M. Dana (2), si l'on tire une ligne droite dirigée N. 70° O., depuis l'île Pitcairn, la plus méridionale de l'archipel de Paumotou, jusqu'aux îles Pelew, en passant par les îles Gambier, l'archipel des Navigateurs et les îles Salomon, on peut dire que tous les atolls du Pacifique sont au nord de cette limite, tandis que la plupart des récifs aujourd'hui totalement émergés sont au sud. Entre cette ligne et les Sandwich, sur une superficie large de 3700 kilomètres et longue de 11 000 kilomètres, il y a 204 îles qui, presque toutes, appartiennent à la catégorie des atolls, tandis que les barrières de récifs abondent dans le voisinage même de la limite et que, au sud, certains récifs d'ancienne formation, comme celui de Métia, sont maintenant à 80 mètres au-dessus du niveau de la mer. La ligne ainsi définie peut donc être considérée comme l'axe d'un grand mouvement d'oscillation ou plutôt de bascule qui a relevé la partie méridionale du Pacifique en abaissant la partie septentrionale. De fait, les atolls sont d'autant mieux caractérisés qu'on s'éloigne davantage de cette ligne et il n'est pas interdit de supposer que les grandes étendues marines, dépourvues d'îles, qu'on traverse au sud des îles Sandwich, recèlent dans leurs profondeurs d'anciens atolls aujourd'hui noyés avec les îles sur lesquelles ils s'étaient établis.

L'axe du maximum de dépression serait dirigé N. 52° O, depuis l'extrémité orientale des îles Paumotou jusqu'au Japon; il correspondrait à peu près au grand axe de l'océan Pacifique. Du reste, il semble qu'au lieu d'un mouvement unique d'affaissement, il se soit produit plutôt une série d'ondulations parallèles à une même direction générale. Ainsi les îles Samoa et celles de la Société paraissent avoir éprouvé des changements de niveau moins considérables que les archipels situés, soit au nord, soit au sud de la région qu'elles occupent.

Relation des formations coralliennes avec les phénomènes volcaniques. — On a prétendu quelquefois établir une dépendance étroite entre les atolls et les

(1) Voy. *ante*, p. 220.
(2) *Op. cit.*, p. 321.

Digitized by Google

cônes volcaniques. Si cette dépendance existe, ce n'est pas en raison de la nature intrinsèque des montagnes volcaniques, mais à cause de leur forme, qui se prête mieux que toute autre à l'établissement d'une ceinture de récifs et à sa transformation en atoll par submersion progressive. Les volcans, au contraire, par la chaleur qu'ils développent dans leur voisinage immédiat, nuisent partout au développement des coraux. D'ailleurs ces derniers n'ont besoin, pour élever leurs constructions, ni de l'acide carbonique ni du calcaire contenus dans les émanations gazeuzes ou les produits d'éjaculation des volcans; car on les voit prospérer sur les côtes de la Nouvelle-Calédonie, entièrement formées de roches métamorphiques anciennes, l'atmosphère et l'eau de la mer suffisant largement à l'alimentation des espèces coralligènes.

Ce qui est vrai, selon la remarque de M. Dana (1), c'est que les volcans et les coraux sont les deux catégories d'architectes de la terre ferme qu'on trouve à l'œuvre dans le Pacifique. Les premiers commencent en édifiant des cônes qui dépassent le niveau de l'eau. C'est alors que les organismes coralligènes viennent bâtir des ceintures protectrices autour de ces îles si fortement menacées par les vagues et, même en cas d'affaissement du sol, réussissent parfois à défendre, contre la submersion, une partie du terrain conquis sur l'Océan.

Remarquons maintenant que, si la mobilité de la croûte terrestre n'est pas, en elle-même, nécessaire à la production des récifs, du moins c'est à la faveur de cette mobilité que les organismes calcaires parviennent à élever de puissantes constructions, au lieu de se concentrer dans cette zone étroite de vingt brasses au-dessous de laquelle les coraux ne peuvent se développer. Ainsi l'ampleur que revêt aujourd'hui ce mode de manifestation de l'activité physiologique tient à son association avec un phénomène d'un tout autre ordre et il n'est que juste d'indiquer ici la part que la dynamique interne a le droit d'y réclamer.

Conséquences géologiques de la forme des récifs. — Nous terminerons en faisant observer que l'épaisseur d'un récif corallien n'autorise aucune conclusion légitime relativement à la durée de ce qu'on peut appeler l'époque actuelle. D'une part le taux d'accroissement annuel, d'ailleurs encore très incertain, peut n'avoir pas été constant ; d'autre part rien ne prouve que la base d'un récif appartienne à la même période de formation que le sommet. L'état de la roche compacte dont cette base est formée ne permet pas de savoir si les espèces qui lui ont donné naissance différaient de celles qui vivent de nos jours à la surface du récif et il n'est pas impossible qu'un banc épais de calcaire corallien soit le résultat d'un travail poursuivi à travers plusieurs périodes géologiques.

Mais la forme abrupte de la plupart des récifs extérieurs nous apporte un enseignement qu'il convient de mettre en lumière. Tandis qu'au niveau de la haute mer, et même au delà, il s'accumule sur la plage des sables coralliens, couronnant un massif de calcaire compact, *sur la même verticale* et à une profondeur qui parfois atteint 600 mètres, le fond de la mer est couvert par la vase calcaire

(1) *Op. cit.*, p. 310.

Digitized by Google

provenant de l'attaque du récif par les vagues et une roche de même nature se dépose à l'intérieur de la lagune. Ainsi des formations exactement contemporaines peuvent se produire dans la mer à des niveaux très différents, et si, plus tard, contre la paroi du récif formant falaise, des sédiments viennent s'accumuler en couches horizontales, leur apparente concordance avec les couches calcaires de la lagune et avec celles du récif ne devra pas être invoquée comme la preuve du synchronisme des dépôts.

§ 6

DES DIVERSES SORTES DE CALCAIRES CORALLIENS

Calcaires compacts. — Les récifs coralliens permettent d'étudier sur place le mode de formation de plusieurs variétés intéressantes de roches calcaires. Ces variétés, essentiellement constituées par les coraux, avec ou sans le secours des coquilles de mollusques, se divisent en deux catégories distinctes (1) : les unes résultent du développement régulier de coraux *in situ*, dont les intervalles seuls ont été comblés par des matériaux détritiques ; les autres doivent leur origine à la destruction et à la trituration des espèces coralligènes par l'action des vagues.

Les calcaires de la première catégorie sont, comme nous l'avons vu, ceux qui se forment de préférence dans les récifs intérieurs, abrités contre l'action des vagues. Les individus constituants y sont encore reconnaissables, ayant gardé leur position normale et le sable calcaire qui en remplit les interstices s'est changé, sous l'action des eaux d'infiltration, en un ciment d'une grande solidité. Ce genre de calcaire abonde à Tongatabu, où il n'est pas rare d'y trouver des individus de *Porites* en place, atteignant 8 mètres de diamètre et des spécimens d'*Astræa* ou de *Mœandrina* mesurant $4^{m},50$. Une roche semblable, principalement formée de *Porites*, et caverneuse dans beaucoup de ses parties, est employée aux constructions sur l'île d'Oahu.

Sur le bord externe des récifs, la roche est un véritable conglomérat de coraux ou *coral-rag*, entièrement dû à l'action destructive de la vague, s'exerçant contre un rivage où il n'y a d'autres matériaux que des organismes calcaires. Les fragments sont anguleux ou arrondis ; leur agglomération en un calcaire compact se fait à la faveur de l'eau de mer chaude et chargée d'acide carbonique. Cet acide lui-même provient, soit de l'atmosphère, soit de la respiration des organismes, soit enfin de la décomposition de tous les restes, végétaux ou animaux, qui sont épars sur le récif. Le gaz, ainsi mis en liberté précisément à l'endroit où sa présence est nécessaire, se charge du carbonate de chaux, abondamment répandu dans les eaux superficielles et l'abandonne ensuite autour des fragments qui l'attirent. Ainsi se constitue un calcaire très compact, plus ou moins coquillier suivant l'abondance des mollusques, des oursins ou des spongiaires qui vivaient sur le bord du récif.

(1) Dana, *op. cit.*, p. 348.

Digitized by Google

L'action des vagues ne se borne pas à briser les coraux en fragments d'une dimension appréciable ; elles les réduit aussi en sable fin et en vase et la consolidation de ces éléments, qui s'opère souvent à l'extérieur, mais surtout dans l'intérieur des lagunes, où les lames les accumulent en franchissant la plate-forme du récif, donne naissance à un calcaire compact, d'une cassure extrêmement fine et esquilleuse, complètement dépourvu de restes organiques. Cette nature de roche est facile à étudier sur la portion aujourd'hui émergée du récif de Matea. Dans un archipel comme celui des îles Fidji, où les canaux intérieurs sont très larges, les circonstances sont favorables à la production de ce genre de calcaires compacts ; dans les parties des lagunes ou des canaux qui avoisinent les côtes des îles, le mélange de la boue calcaire avec la vase provenant de la dégradation des rivages donne des calcaires argileux plus ou moins impurs.

A l'extérieur des récifs, l'eau de la mer est chargée de particules calcaires au point d'en devenir quelquefois laiteuse : tandis que les sables les plus grossiers sont rejetés sur la plage, les matériaux fins peuvent être emportés à une assez grande distance au large. M. Hunt a remarqué, dans ses observations sur les coraux de la Floride, que l'*eau blanche* annonce généralement la proximité d'un récif corallien. Après les tempêtes, l'eau se clarifie et les particules blanches tombent au fond où elles forment des calcaires compacts à grain impalpable comme ceux dont il vient d'être question.

Dolomie et craie. — Il est remarquable que le calcaire compact de Matea renferme jusqu'à 38,07 % de carbonate de magnésie (1), c'est-à-dire que la qualification de dolomie lui serait presque applicable. Pourtant aucune source minérale n'a pu y introduire la magnésie après coup. Il est probable que le récif émergé de Matea est le fond d'une ancienne lagune et que les sels magnésiens contenus dans l'eau de cette lagune, alors qu'elle s'évaporait, ont suffi pour introduire l'élément dolomitique dans le massif sous-jacent par voie d'infiltration, accomplie au fur et à mesure de son émersion.

La vase corallienne, en raison de sa ténuité, semblerait devoir se prêter à la formation d'une espèce de craie ; cependant partout, dans les lagunes comme à l'extérieur des récifs, elle paraît s'agglomérer en un calcaire compact. Le seul point où l'on ait observé de la craie est le récif élevé d'Oahu, près d'Honolulu ; cette roche, tendre et traçante, y forme une couche peu étendue, de 2 ou 3 mètres d'épaisseur. Elle donne à l'analyse 92,8 % de carbonate de chaux et, en outre, un peu d'alumine, d'oxyde de fer et de silice ; elle repose sur un ancien tuf volcanique empâtant des fragments de coraux et on n'y observe ni foraminifères ni quoi que ce soit d'organisé (2).

Sables calcaires. Calcaires oolithiques. — Le sable calcaire, que la marée rejette sur les plages des récifs extérieurs, ne tarde pas à être cimenté par les eaux d'infiltration ; tantôt les grains sont faiblement agglutinés et l'on peut recon-

(1) Dana, *op. cit.*, p. 357.
(2) Dana, *op. cit.*, p. 358.

Digitized by Google

naître l'enduit calcaire qui en opère la réunion par points, tantôt le sable est devenu un calcaire solide, mais sans qu'on cesse de distinguer les petits grains de sable et en cela, les calcaires résultant de la consolidation des dépôts de plages diffèrent toujours de ceux qui se forment dans le corps des récifs.

De plus, ces dépôts de plages étant amenés par le flot montant, ils se stratifient habituellement en plaquettes qui forment, avec l'horizon, un angle de 6 à 8 degrés; ces couches ont une épaisseur qui varie depuis quelques centimètres jusqu'à 3 décimètres.

Quelquefois les sables sont mélangés de cailloux empruntés à l'île que borde le récif. De cette manière se forme, à Oahu, un conglomérat de cailloux basaltiques à ciment calcaire. Il arrive aussi que le carbonate de chaux, pénétrant dans les cavités des roches volcaniques de la côte, s'y dépose en les rendant *amygdaloïdes*.

Souvent, dans la consolidation des sables calcaires de plages, il se produit une structure *oolithique*, due aux alternatives de sécheresse et d'humidité qu'entraînent, soit le jeu de la marée, soit la succession des calmes et des tempêtes. Une première incrustation dépose, autour de chaque grain de sable, une couche mince de calcaire; chaque nouvelle immersion, suivie d'émersion, donne lieu à la production d'une autre couche et de là résulte une roche *oolithique*, dont chaque grain, composé d'écailles concentriques, ressemble extérieurement à un petit œuf de poisson. Des œufs de tortue se rencontrent dans les oolithes qui bordent les récifs de la barrière australienne, attestant, selon M. Jukes, que la consolidation de ces dépôts a eu lieu à l'air libre.

Cette agglomération des sables calcaires se fait d'ailleurs avec une grande rapidité. D'après M. Darwin, dans les mois d'octobre et de novembre, quand le sable de la plage calcaire de l'île d'Ascension commence à se déplacer vers le sud-ouest, sous l'action du vent, les rochers situés à l'extrémité de la plage s'incrustent d'une couche épaisse de calcaire blanc très dur. La base de la plage se consolide de la même façon et donne une véritable pierre de construction, dont quelques parties sont assez compactes pour résonner, sous le marteau, comme du silex.

Des oolithes se forment aussi par l'agglutination du sable des dunes coralliennes. Il en résulte, à Oahu, des plaques minces et sonores, de très faible épaisseur, en couches assez fortement inclinées.

Jusqu'à présent les formations oolithiques n'ont été rencontrées que sur les plages des récifs coralliens : jamais on n'en a trouvé ni à la base ni dans le corps d'un récif.

Récifs émergés. Étendue limitée des récifs actuels. — La structure des formations coralliennes est facile à étudier sur quelques anciens récifs du Pacifique, aujourd'hui soulevés de 50 mètres et plus au-dessus du niveau de la mer. Telles sont l'île Metia, dans l'archipel de Paumotou, celle d'Atiu, dans les îles Hervey et l'île d'Henderson. Tels sont aussi, dans l'Atlantique, les anciens récifs

Digitized by Google

des Bermudes, soulevés de près de 80 mètres. L'île Metia se termine vers la mer par de hautes falaises verticales, entaillées dans un calcaire blanc compact, laissant à peine deviner son origine corallienne. De véritables cavernes s'y rencontrent, avec des incrustations stalagmitiqnes. Dans une des cavernes d'Atiu, on a pu cheminer pendant deux heures sans en trouver la fin (1); le calcaire n'offrait pas la moindre trace de texture celluleuse. Des cavités semblables existent aux Bermudes. Ces cavernes peuvent avoir été agrandies par le travail des eaux, mais il semble raisonnable de penser que la plupart correspondent à des vides originels du récif, ou tout au moins à un défaut d'homogénéité qui n'a rien de surprenant dans une construction de ce genre.

En tout cas, ce qui a été unanimement reconnu par les observateurs, c'est que la roche de ces anciens récifs ne le cède, en compacité, à aucun des calcaires du terrain secondaire. La seule différence tranchée qu'elle présente avec ces derniers consiste dans le peu d'étendue horizontale des calcaires coralliens de l'époque actuelle, par opposition aux grandes surfaces que recouvrent, par exemple, les oolithes du terrain jurassique. Cela prouve que le type des anciennes constructions coralliennes ne doit être cherché ni parmi les atolls, ni même parmi la plupart des barrières actuelles de récifs, où la puissance des vagues excelle à édifier des remparts étroits, tandis que les courants maintiennent les lagunes et les canaux intérieurs dans des conditions généralement impropres à la production de larges plates-formes. Sans doute les mers secondaires étaient beaucoup moins agitées que le Pacifique et offraient des bas-fonds étendus, que les courants ne balayaient pas. Ainsi pouvaient se développer des récifs largement étalés, peut-être à la manière de celui des Abrolhos, sur la côte brésilienne.

(1) Dana, *op. cit.*, p. 194.

Digitized by Google

LIVRE TROISIÈME

DYNAMIQUE TERRESTRE INTERNE

La dynamique terrestre interne comprend l'ensemble des phénomènes auxquels donne lieu la dissipation progressive de l'énergie intérieure du globe. Cette dissipation se produit d'abord d'une manière générale, par conductibilité à travers les roches de l'écorce, en donnant naissance à toute une catégorie de phénomènes *thermiques*. Mais quelquefois c'est le réservoir d'énergie lui-même qui arrive à s'épancher directement au dehors par les éruptions *volcaniques* ou encore sous la forme, beaucoup plus atténuée, d'émanations gazeuses dont les sources *geysériennes* sont le type. Enfin la déperdition éprouvée par le réservoir intérieur a pour conséquence un changement dans l'équilibre de la croûte, qui subit, de ce chef, des *dislocations* et des mouvements d'une nature spéciale. On peut donc distinguer, dans la dynamique interne, quatre classes de manifestations, intimement liées les unes aux autres et que nous allons passer successivement en revue.

PREMIÈRE SECTION

PHÉNOMÈNES THERMIQUES

CHAPITRE I

CHALEUR INTERNE OU GÉOTHERMIQUE

§ 1

OBSERVATIONS FAITES DANS LES CAVES PROFONDES ET DANS LES MINES

Augmentation générale de la température avec la profondeur. — On a vu qu'en raison de la mauvaise conductibilité des roches terrestres, les variations de la température de l'air ne pouvaient se transmettre dans le sous-sol au delà d'une profondeur généralement minime. Il existe donc, en chaque lieu de la terre, à une distance de la surface d'autant moindre que le climat de la contrée est moins variable, une couche dont la température est constante et évidemment égale à la moyenne annuelle du lieu.

Digitized by Google

Si la terre n'était soumise à aucune autre influence calorifique que celle du soleil, la température, à partir de la zone invariable, devrait être la même jusqu'au centre du globe. Or il n'en est rien et toutes les fois que, par des puits ou des sondages, la couche de température invariable a été dépassée, on a constaté, comme un fait universel, que le thermomètre montait à mesure qu'on s'enfonçait davantage. Le phénomène est général ; il n'est pas une mine qui n'en fournisse la démonstration et on l'observe non seulement dans la zone torride, mais encore dans les pays où le sol est gelé pendant toute l'année. C'est ainsi qu'en Sibérie, à Yakoutsk, où la moyenne annuelle est d'environ 10 degrés centigrades au-dessous de zéro, un puits creusé en 1836 jusqu'à la profondeur de 115 mètres a permis de relever les températures suivantes (1) : à 23m,30 de profondeur, — 6°,8 ; à 90m,30, — 1°,2 ; au fond, — 0°,6. D'après cette progression, l'eau à l'état liquide eût été atteinte aux environs de 125 mètres. En effet, à la même époque, un puits creusé dans la steppe Katchongin trouvait l'eau jaillissante liquide à 126 mètres.

L'augmentation de la température avec la profondeur étant ainsi bien établie, il y a lieu de rechercher si cet accroissement suit une marche capricieuse ou s'il obéit à quelque loi susceptible de se traduire en formule. Ce but peut être atteint par diverses sortes d'observations, dont l'ensemble a permis d'ouvrir dans la géologie un chapitre distinct, celui de la *géothermique* ou étude de la chaleur propre du globe.

Mode d'observation dans les mines. — Les mines, lorsqu'elles atteignent une profondeur suffisante, paraissent offrir un moyen très simple de résoudre la question. Cependant l'observation s'y heurte à des causes d'erreur contre lesquelles il importe de se mettre en garde.

En premier lieu, ce n'est pas la température de l'air qu'il convient de mesurer. En effet, l'aérage nécessaire à la respiration des ouvriers s'obtient par une circulation, naturelle ou artificielle, de l'air dans les galeries. La température du milieu respirable n'appartient donc pas en propre au lieu où on l'observe et peut différer très sensiblement de celle de la roche ambiante. Diverses causes d'échauffement, dues à la présence des ouvriers et à la combustion des lampes, viennent encore troubler le résultat final. De plus, l'air, par le seul fait de sa descente dans les régions profondes, se contracte et accroît sa densité en dégageant une certaine quantité de chaleur, dont il serait injuste de chercher la source dans l'influence du milieu environnant.

Il semble qu'on doive obtenir un meilleur résultat en mesurant la température des eaux de mines. Mais s'il s'agit de suintements naturels, il est difficile d'affirmer que ces suintements proviennent du niveau même où on les observe. S'il s'agit de réservoirs pratiqués au sol des galeries, ou bien la nappe d'eau est superficielle et alors elle subit l'influence de l'air qui la baigne ; ou bien elle est

(1) F. Arago, *Notices scientifiques*, III, p. 374. — Note communiquée à Arago par A. de Humboldt.

Digitized by Google

profonde et, dans ce cas, l'eau du fond, plus chaude et par conséquent plus légère, remonte à la surface et en exagère la température.

Ainsi, en 1802, d'Aubuisson a constaté qu'au fond de la mine Himmelfahrt, à Freyberg, par 250 mètres de profondeur, la température de l'air étant de 15°, celle des eaux stagnantes, refroidies sans doute par des infiltrations venues d'en haut, n'était que de 14°,7. Au contraire, dans la mine Kühschacht, une nappe d'eau profonde de 120 mètres, par laquelle tous les travaux inférieurs étaient inondés, offrait à la surface, en raison de l'ascension des eaux du fond, une température de 16°,3, quand celle de l'air ambiant n'était que de 15° (1).

En réalité, c'est sur la roche même qu'il faut opérer. On y creuse rapidement des trous de mine ayant au moins 0m,60 de profondeur et dans lesquels on enfonce des thermomètres, en remplissant les vides avec du sable. Pour éviter, autant que possible, l'influence qui résulte du contact de l'air avec les parois rocheuses, il convient que les trous soient presque perpendiculaires à ces parois, de telle sorte que la boule du thermomètre, qui occupe le fond de chaque trou, se trouve à une distance suffisante des causes extérieures de trouble. Enfin, suivant un procédé mis en usage par Cordier, il est bon que l'opération soit pratiquée sur un front de taille récemment découvert par l'abatage, car on constate qu'une telle paroi conserve pendant plusieurs heures sa chaleur d'origine avant de se mettre en équilibre de température avec l'air ambiant.

Toutes ces précautions étant prises, il faut encore attendre que la chaleur dégagée par le forage du trou de mine se soit dissipée, après quoi il n'y a plus qu'à lire le degré accusé par l'extrémité de la colonne thermométrique, lorsqu'elle est devenue stationnaire. Mais pour tirer parti de cette indication, il faut la comparer avec la moyenne annuelle du lieu, en tenant compte de la profondeur à laquelle cette moyenne est réalisée ou, tout au moins, comparer entre elles les températures observées, au-dessous de cette profondeur, en divers points situés sur une même verticale.

Degré géothermique dans les mines métalliques. — Cette comparaison trouve son expression finale dans ce qu'on appelle le *degré géothermique*. On donne ce nom à la hauteur dont il faut descendre verticalement pour constater une augmentation de température égale à un degré centigrade. Or si l'on calcule ce degré à l'aide des expériences exécutées dans les mines, on trouve, suivant les cas, des résultats assez différents.

En 1740, Gensanne avait observé, dans les mines de Giromagny, des températures de 12°,5 à 101 mètres et de 22°,7 à 455 mètres (2), soit un degré géothermique de 52m,50. Dans le canton de Vaud, aux environs de Bex, Saussure avait observé 14°,4 à 108 mètres et 17°,4 à 220m; pour cette verticale, le degré géothermique eût été de 37 mètres: mais il devenait plus fort si l'on tenait compte de la température moyenne du lieu.

(1) F. Arago, *Notices scientifiques*, III, p. 320.
(2) F. Arago, *op. cit.*, p. 317.

Digitized by Google

En 1802, d'Aubuisson recueillit dans les mines de Freyberg des observations très concordantes, qui lui donnèrent un degré géothermique moyen compris entre 30m,50 et 31m, ainsi qu'il résulte du tableau suivant :

MINES ÉTUDIÉES	PROFONDEURS	TEMPÉRATURES CORRESPONDANTES	DEGRÉ GÉOTHERMIQUE
Beschertglück.....	120m 300	10° 15°,6	32m
Himmelfahrt.....	100m 250	10° 15°	30m
Junghohebirke.....	78m 315	10° 17°,2	30m,50

Mais à Poullaouen, en 1806, le même observateur trouvait 12°,2 à 70 mètres et 19°,7 à 230m, soit un degré géothermique de 21m,50.

En 1815, d'intéressantes expériences furent exécutées en Cornouailles dans la mine Wheal Abraham (cuivre et étain), par M. Lean. En voici le détail (1) :

NUMÉROS DES OBSERVATIONS	PROFONDEURS	TEMPÉRATURES DE L'AIR	DEGRÉS GÉOTHERMIQUES CONSÉCUTIFS
1	73 mètres	16°,1	
2	110 »	17°,5	26m,50
3	227 »	21°,1	32m,50
4	329 »	23°,3	46m,50
5	366 »	25°,6	16m

On voit que, d'une station à la suivante, le degré géothermique est très variable, oscillant entre un maximum de 46m,50 et un minimum de 16m. Mais ces anomalies, évidemment causées par des influences locales, disparaissent quand on opère sur une verticale suffisamment étendue. Ainsi la combinaison des observations 1 et 3 donne 30m,70, quand les observations 3 et 5 réunies donneraient 31m. Ce même chiffre de 31m serait obtenu directement à l'aide des observations 1 et 5 et il concorde assez exactement avec les résultats de Freyberg pour qu'on soit tenté d'y voir la véritable valeur du degré géothermique, au moins dans les latitudes moyennes de l'Europe.

Cependant, d'autres mines de Cornouailles ont donné à la même époque les chiffres, fort différents des premiers, de 21m,9, 27m et 24m. De plus, Cordier s'assurait par des observations personnelles que la valeur du degré géothermique, pour diverses mines, pouvait varier dans la proportion de 1 à 3 (2). Enfin les

(1) Arago, *op. cit.*, p. 330.
(2) *Mémoires de l'Institut*, t. VII.

Digitized by Google

observations de Reich, poursuivies pendant dix-huit mois dans les mines métalliques de la Saxe, donnaient, comme résultat moyen de plus de douze mille mesures, un chiffre compris entre 42 et 45 mètres, mais à travers beaucoup d'anomalies de détail qui empêchaient d'établir une loi générale.

L'administration des mines de la Saxe ayant repris les mesures de Reich avec toutes les précautions indiquées par l'expérience acquise, on reconnut que, si le fait général de l'*augmentation de la température avec la profondeur* et celui de *la constance de la température à une profondeur donnée* étaient, l'un et l'autre, bien établis, en revanche le degré géothermique variait, suivant les cas, entre 16^{m} et 118^{m}, c'est-à-dire dans la proportion de 1 à 7,4. La moyenne des nombreuses observations ainsi recueillies a été de 55^{m},50. Il semble difficile, en présence de telles variations, d'attacher à ce chiffre une grande valeur. Cependant il est remarquable que M. Henwood, à la suite de ses nombreuses études dans les mines métalliques, tant en Angleterre que dans le Nouveau Monde, soit arrivé à un chiffre très voisin du précédent, celui de 53 mètres, résumant des variations individuelles comprises entre un minimum de 19^{m} (obtenu en Cornouailles), et un maximum de 86^{m} (constaté au Brésil, à Minas Geraes).

Plus récemment, M. Schwartz (1) s'est livré à des expériences suivies sur l'augmentation de la chaleur dans les mines du district de Schemnitz en Hongrie. Il opérait en plaçant des thermomètres à mercure dans des trous de 0^{m},42 à 0^{m},79 de profondeur, pratiqués dans les parois de 58 galeries différentes, où la roche traversée était surtout formée de trachyte amphibolique. Les mines étudiées étant échelonnées à divers niveaux, les mesures ont porté, au total, sur une verticale de 1587 mètres et le degré géothermique moyen s'est trouvé de 41^{m},40, soit un accroissement de 38°,3 pour la verticale en question. L'auteur a constaté du reste que d'importantes variations locales dans la température peuvent être produites par la décomposition des sulfures métalliques.

Causes probables des variations du degré géothermique. — Les différences que présente le degré géothermique, suivant les mines où on essaye de le déterminer, sont assez sérieuses pour qu'on se préoccupe d'en chercher les causes. Or il est évident que la nature des roches encaissantes doit exercer une certaine influence sur le résultat. A supposer, en effet, comme nous l'admettons, qu'il existe dans l'intérieur du globe un réservoir de chaleur, reste de l'énergie calorifique primitive de notre planète, la communication de ce foyer avec la surface se fait par *conductibilité*. Or les diverses variétés de roches conduisent très inégalement la chaleur et, dès lors, il n'est pas surprenant que l'on ne trouve pas partout le même résultat. Les surfaces d'égale température interne doivent être d'autant plus rapprochées les unes des autres que le corps interposé est moins bon conducteur. C'est ainsi que, si l'on présente à un foyer incandescent deux tiges, l'une de métal, l'autre de bois, d'égale longueur, la

(1) *Nature*, 11 avril 1878. — *American Journal of science*, 3e série, XVI, p. 134.

Digitized by Google

première, s'échauffant bien plus vite que la seconde, offrira, entre ses deux extrémités, une distribution de température très différente de l'autre. Par suite, bien loin que la variabilité du degré géothermique puisse faire échec à l'hypothèse de la chaleur centrale, elle découle, comme une conséquence nécessaire, du principe même de cette théorie.

Il serait intéressant de préciser l'influence qu'exercent, à cet égard, les diverses variétés de roches, en tenant compte non seulement de leur nature, mais de leur structure, car on sait, par exemple, qu'une roche feuilletée, telle qu'un schiste, conduit beaucoup mieux la chaleur suivant le plan des feuillets que dans la direction perpendiculaire. Mais il a été fait très peu d'expériences à ce point de vue. M. Fox (1) a cependant constaté ce résultat très intéressant et, d'ailleurs, parfaitement conforme à la théorie, que le thermomètre, enfoncé dans le corps même des filons métallifères, indiquait une température supérieure de 1° à 2°,8 à celle de la roche encaissante voisine.

En dehors de ces différences de conductibilité, il faut tenir compte des perturbations que peuvent apporter, dans un point donné, soit le voisinage de sources thermales, soit une infiltration d'eaux superficielles, comme ce peut être le cas pour les mines où il existe des travaux noyés.

Mines de houille. — Les mines de houille semblent, en général, donner pour le degré géothermique des chiffres moins élevés que les mines métalliques. Cordier, entre 1822 et 1825, n'avait trouvé que 15m,33 pour la mine de Decize et 19m,20 pour celle de Littry. En 1819, M. Robert Bald (2), opérant sur diverses mines de houille situées dans les comtés de Cumberland, de Durham et de Northumberland, trouvait successivement 24m, 23m, 20m, 15m,50 et 26m,20.

Il est vrai que, plus tard, Phillips arrivait au chiffre de 33 mètres pour Newcastle, tandis que M. Hodgkinson obtenait 39 mètres à Manchester, M. Houzeau 34 mètres en Belgique, et M. Fox 41 mètres dans une mine de houille anglaise. Mais depuis, à Anzin, M. de Marsilly (3) a trouvé les résultats suivants :

1er puits Chabaud-Latour.	— Profondeur....	200m	— Degré géothermique..	26m,75
2e —	—	....	185m	—	—	....	20m,67
3e —	—	....	144m	—	—	....	15m,30.
Puits Renard.....	—	....	135m	—	—	....	15m,45

Tous ces chiffres sont inférieurs à ceux des mines métalliques, et on remarquera qu'ils sont d'autant plus faibles que la profondeur du puits étudié est moindre.

En résumé, il semble permis d'admettre, jusqu'à nouvel ordre, que l'augmentation de la température avec la profondeur est sensiblement plus rapide dans les mines de houille. Ce résultat nous paraît pouvoir s'expliquer sans grande difficulté, si l'on songe que le terrain houiller est formé de couches stratifiées alternatives de schiste, de grès et de charbon, où la conductibilité est à la fois faible et inégale d'une strate à l'autre, et qui peuvent être séparées de la croûte

(1) F. Arago, *op. cit.*, p. 336.
(2) *Edinburgh Philos. journal*, cité par Arago, *op. cit.*, p. 353.
(3) *Revue de Géologie*, XIII, 7, Paris, Savy, 1877.

Digitized by Google

cristalline primitive par une assez grande épaisseur de sédiments antérieurs à la période carbonifère. Au contraire, la plupart des mines métalliques sont des fentes ouvertes au milieu de roches cristallines, en communication plus directe, plus facile et plus ancienne avec le foyer interne dont nous admettons l'existence. La distribution des surfaces d'égale température y doit donc être à la fois plus régulière et plus large.

§ 2

OBSERVATIONS FAITES A L'AIDE DES SONDAGES.

Puits artésiens divers. — Les puits artésiens et les trous de sonde offrent un excellent moyen de déterminer la température à une profondeur donnée, pourvu qu'on isole la colonne d'eau au point observé, de manière à empêcher aussi bien la descente des eaux froides de la surface que l'ascension de l'eau chaude du fond, et qu'on emploie des instruments de mesure spécialement adaptés à ce but, dits *géothermomètres*. Voici quelques-uns des résultats obtenus ;

PUITS	PROFONDEUR TOTALE	DEGRÉ GÉOTHERMIQUE MOYEN
Rüdersdorf, près de Berlin.....	290m	30m
Neusalzwerk en Westphalie	644m	29m,20
Mondorff (grand duché de Luxembourg) (1)....	502m	31m,04
Pitzbühl, près de Magdebourg....	151m	26m,50
Artern en Thuringe.....	333m	40m
La Rochelle.....	126m	20m,10
Saint-André (Eure).....	253m	30m,05
Mouillelonge, au Creusot....	816m	30m,70
Torcy, au Creusot.....	554m	30m,70

(1) Le puits de Mondorff a été foré jusqu'à 730 mètres ; mais l'eau y venait d'une nappe abondante rencontrée à 502 mètres.

Arago a fait, avec le concours de Dulong et celui de Walferdin, diverses expériences pendant le fonçage du puits de Grenelle (1). En voici les résultats :

NUMÉROS DES OBSERVATIONS	PROFONDEURS	TEMPÉRATURES OBSERVÉES
1	248 mètres	20°
2	298 »	22°,20
3	400 »	25°,75
4	505 »	26°,45
5	548 »	27°,70

(1) Arago, *op. cit.*, p. 370. — *Comptes rendus* de 1835 à 1840.

Digitized by Google

La combinaison de 1 avec 2 donnerait 22m,80 ; celle de 2 avec 3, 66m ; de 3 avec 4, 39m ; de 4 avec 5, 33m,90. En comparant seulement 1 avec 5, on obtient 39m. Enfin, si l'on tient compte du fait qu'à 10 mètres de profondeur la température, à Paris, est constante et égale à 10°,8, il en résultera, pour la profondeur totale du puits, diminuée de 10 mètres, soit 538m, une augmentation de température de 16°,9, donnant un degré géothermique moyen de 31m,83. Comme les observations 3 et 5, combinées ensemble, donneraient 37m,50, il paraîtrait légitime d'en conclure que *le degré géothermique moyen tend à augmenter avec la profondeur*.

L'ensemble des résultats obtenus à l'aide des puits artésiens est beaucoup plus concordant que celui des mesures prises dans les mines et tend à assigner une valeur très constante, d'environ 31 mètres, au degré géothermique moyen entre la surface et une profondeur de 600 mètres. Il est cependant un puits artésien qui a donné un résultat tout à fait en dehors des précédents, c'est celui de Neuffen en Wurtemberg, où la température s'est élevée à 38°,7 pour une profondeur de 385 mètres, ce qui donnerait un degré géothermique de 10m,50 seulement. Mais M. Daubrée a établi avec beaucoup de probabilité que cette anomalie devait provenir de la chaleur communiquée aux roches encaissantes par un épanchement basaltique voisin. De même si un puits de 348 mètres, creusé en 1845 au Monte Massi en Toscane pour la recherche de la houille, a donné une augmentation de 1° pour 13 mètres, c'est que ce puits, peu éloigné des salses et sources chaudes de la contrée, était sans doute influencé par des actions volcaniques souterraines.

Observations de Sperenberg. — Les différents sondages dont il vient d'être question ont été pratiqués à travers un ensemble de couches d'inégale conductibilité. Ainsi le puits de Grenelle a dû traverser successivement le terrain tertiaire, la craie blanche, la craie marneuse et l'argile du gault. Tel n'est pas le cas du sondage exécuté il y a peu d'années à Sperenberg, à 41 kilomètres au sud de Berlin. Ce sondage, poussé jusqu'à la profondeur tout à fait exceptionnelle de 1269 mètres (4,042 pieds rhénans) (1), a rencontré, immédiatement après la traversée du terrain erratique superficiel, une masse de sel gemme de laquelle il n'est plus sorti, de façon que la roche encaissante est restée la même du haut en bas, circonstance exceptionnellement favorable pour étudier les variations du degré géothermique avec la profondeur.

Des expériences très précises, faites en isolant une partie de la colonne d'eau avec des obturateurs en caoutchouc, ont été exécutées par M. Dunker (2) et ont donné lieu à d'intéressantes discussions, dont il convient de présenter ici une courte analyse. Indiquons tout d'abord le résultat d'ensemble ; la température au fond a été trouvée de 48°,1 (exprimée en degrés centigrades). Or la moyenne

(1) 1 pied rhénan égale 1,029722 pieds anglais ou 0m,314.

(2) *Zeitung für Berg-Hütten und Salinen-Wesen*, XX, 2e et 3e livraisons, Berlin, 1872. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 1875, p. 371.

Digitized by Google

annuelle de Sperenberg, telle qu'elle est donnée par les sources, est de 7°.8 Réaumur, soit 9°,75 centigrades. L'accroissement total est donc de 38°,35. D'autre part, c'est à environ 22 mètres de profondeur que cette température constante est réalisée dans le sous-sol de la région ; l'accroissement doit donc être réparti sur une colonne de 1247 mètres, ce qui donne, pour le degré géothermique moyen, le chiffre de 32m,51. Remarquons de suite que ce résultat diffère à peine de celui qui a été fourni par le puits de Grenelle, dont la profondeur était de plus de moitié moindre. D'ailleurs, au fond du sondage, aucune cause accidentelle d'échauffement n'était à craindre ; au contraire, malgré toutes les précautions prises, la température ne pouvait qu'être abaissée par communication avec les eaux moins chaudes du sommet de la colonne. On peut donc considérer le chiffre obtenu pour le degré géothermique comme un maximum et conclure de là qu'aux plus grandes profondeurs atteintes par les puits artésiens, la valeur de ce degré ne diffère pas sensiblement de celle qui convient aux cinq cents premiers mètres de l'écorce solide.

Cela posé, voici le détail des observations, exécutées au nombre de 10 à partir de la profondeur de 700 pieds rhénans ou 220 mètres.

NUMÉROS DES OBSERVATIONS	PROFONDEUR EN PIEDS RHÉNANS	PROFONDEUR EN MÈTRES	TEMPÉRATURE EN DEGRÉS RÉAUMUR	TEMPÉRATURE EN DEGRÉS CENTIGRADES
1	700	220m	17°,275	21°,58
2	900	283m	18°,780	23°,47
3	1100	345m	21°,147	26°,43
4	1300	408m	21°,510	26°,88
5	1500	471m	23°,277	29°,08
6	1700	534m	24°,741	30°,92
7	1900	597m	27°,504	33°,12
8	2100	660m	28°,668	35°,83
9	3390	1064m	37°,238	46°,55
10	4042	1269m	38°,500	48°,10

Si l'on s'en tient strictement aux résultats observés, on trouve, pour le degré géothermique, les chiffres suivants :

De 1 à 2.	33m,40	De 6 à 7.	28m,70
2 à 3.	21m,30	7 à 8.	25m.50
3 à 4.	140m,00	8 à 9.	37m,75
4 à 5.	28m,70	9 à 10..	132m.60
5 à 6.	34m,20		

La seule conclusion légitime qu'il y ait à tirer de ce calcul, c'est que, pour les puits artésiens comme pour les mines, il faut s'en tenir aux résultats d'ensemble et que, si l'on veut s'arrêter aux chiffres de détail, on vient se heurter à des anomalies comme celle qui, par la combinaison des observations 5 et 4, introduit tout d'un coup un degré de 140 mètres au milieu de valeurs beaucoup moindres. Comme d'ailleurs il n'a été exécuté, à chaque profondeur, qu'une seule mesure et que, malgré tous les soins qu'on y apportait, diverses causes

Digitized by Google

d'erreur ont pu altérer le résultat, la prudence la plus élémentaire commandait de n'attacher qu'une médiocre importance aux variations du degré géothermique d'une station à l'autre, surtout en considération de la grande distance verticale qui sépare les stations 8, 9 et 10 et de la difficulté croissante des observations avec la profondeur.

Discussion des résultats. — Cependant cette règle de circonspection n'a pas été observée et l'introduction assez inopportune des mathématiques dans la discussion des résultats obtenus a conduit quelques auteurs à formuler à cet égard des conclusions pour le moins hasardées. C'est ainsi qu'en appliquant la méthode des moindres carrés, M. Dunker a cru pouvoir représenter la loi de variation de la température par la formule

$$T = 7°,18 + 0,01298572\,S - 0,00000125791\,S^2$$

dans laquelle T désigne la température, exprimée en degrés Réaumur et S la profondeur en pieds rhénans.

Il résulterait de cette formule, appliquée dans toute sa rigueur, que la température devrait atteindre à 5162 pieds (1621 mètres), un maximum égal à 50°,87 : qu'ensuite elle diminuerait constamment pour devenir nulle à 10874 pieds (3420 mètres) et *négative* au delà de cette profondeur. Telle est pourtant la conclusion devant laquelle plusieurs personnes n'ont pas reculé, malgré l'évidente absurdité de l'extension de cette formule au delà du point où la température, parvenue à son maximum, eût dû être tout au plus considérée comme invariable jusqu'au centre. C'est alors que M. Carl Vogt (1), appelant la croyance à la chaleur centrale « un avatar de l'ancien mythe du Tartare », s'écriait : « Un résultat semblable (à celui de Sperenberg) serait-il possible, si cette source de chaleur existait au centre de la terre ? Comment veut-on prouver au simple bon sens qu'en approchant son doigt d'une flamme, il faut parcourir des distances de plus en plus grandes, à mesure qu'on s'en approche, pour sentir plus de chaleur ? n'arriverait-on pas à la conclusion la plus invraisemblable, pour n'en dire plus, savoir : qu'en approchant du noyau incandescent, il faudrait faire même des milliers de mètres pour trouver une augmentation d'un degré ! » De son côté M. Mohr (2) écrivait que l'ancienne doctrine de la chaleur centrale avait été *cruellement anéantie* par les résultats du sondage de Sperenberg.

Ceux qui ne se résignaient pas à cet écroulement essayèrent d'abord d'expliquer l'abaissement de la température par la dissolution dans l'eau du sel gemme, qui formait les parois du trou de sonde. Mais on dut reconnaître que le refroidissement tout momentané qui en pouvait résulter, ne saurait persister au delà de l'instant où la saturation est complète et comme le géothermomètre, protégé contre les courants par ses obturateurs en caoutchouc, demeurait dix heures en place, il fallut abandonner cette explication.

(1) *Association française*, session de Lyon, p. 1047.
(2) *Geschichte der Erde*, 2e édition, p. 199.

Digitized by Google

M. Henrich (1) reprit alors l'examen de la formule de M. Dunker. Après avoir fait remarquer que cette formule introduit, entre les nombres calculés et les nombres observés, des différences énormes, de plus de 2 degrés, c'est-à-dire très supérieures aux erreurs d'observation qui ont pu être commises avec de bons instruments, permettant de lire jusqu'au quart de degré, M. Henrich s'est élevé contre l'introduction, dans la formule, de la température moyenne à la surface. Quelle que soit la cause qui détermine l'augmentation de la température avec la profondeur, cette cause est évidemment indépendante des conditions thermiques de la surface, et on a d'autant moins le droit de faire intervenir ces dernières qu'entre l'orifice du trou de sonde et 220 mètres, il n'a pas été fait une seule observation. Or si l'on se borne à considérer les mesures *réellement effectuées* et que, prenant les profondeurs pour abscisses, on porte en ordonnées rectangulaires des longueurs proportionnelles aux températures observées, on voit du premier coup d'œil qu'à l'exception de l'observation n° 3, évidemment défectueuse, toutes les autres, jusqu'à la neuvième, se groupent le long d'une même ligne droite. Par suite, l'ensemble des résultats ne peut être représenté que par une équation du premier degré. M. Henrich s'en tient à la formule

$$T = 0{,}0077928\,S + 11{,}8277$$

qui résume les huit premières observations avec une grande exactitude. Pour tenir compte de la neuvième, il faudrait modifier un peu les coefficients et écrire

$$T = 0{,}00744925\,S + 12{,}273.$$

Dans le premier cas, le degré géothermique moyen serait de $32^{m},27$; dans le second, sa valeur atteindrait 33 mètres.

Du reste, M. Henrich (2) a constaté que les résultats obtenus pouvaient être tout aussi bien représentés par une formule du 3e degré, telle que

$$T = 11{,}419 + 0{,}0084487\,S - 0{,}000\,000\,241\,986\,S^{2} + 0{,}000\,000\,000\,00\,256\,645\,S^{3}.$$

M. Dunker est ultérieurement revenu sur ses premières appréciations et, en discutant les observations recueillies à Grenelle, à Prégny, près de Genève, et aux environs de Magdebourg, il a reconnu que l'ensemble des résultats conduisait à une formule du premier degré, c'est-à-dire que l'augmentation de la chaleur devait être considérée comme continue et capable, par conséquent, d'atteindre le degré de fusion des roches.

Disons, pour faire apprécier l'importance de l'obturation pour la mesure des températures, qu'à Sperenberg, l'observation n° 9 ayant été faite sans isolement de la colonne, on trouva un chiffre inférieur de 3°,75 à celui que donnait la mesure avec isolement. Ainsi la descente de l'eau froide de la surface suffisait pour abaisser de près de 4 degrés la température du milieu.

(1) *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 1876, p 716.
(2) *Neues Jahrbuch*, 1878, p. 897.

Digitized by Google

Nous ajouterons que les frais des expériences de Sperenberg, supportés par le gouvernement prussien, se sont élevés à 220 000 francs.

Résumé. — En résumé, si bien conduites qu'aient été les observations qui viennent d'être discutées, on ne peut raisonnablement y chercher qu'un résultat d'ensemble. Pour que la méthode des moindres carrés y fût applicable, il faudrait que chaque station eût été l'objet d'un grand nombre de déterminations, parmi lesquelles cette méthode aiderait à choisir celle dont l'exactitude offre le plus de probabilité. Mais chercher une loi de variation du degré géothermique à l'aide d'éléments en aussi petit nombre, c'est presque tenter de déterminer une courbe dont on ne connaîtrait guère qu'une tangente. Tout au plus est-on autorisé à soupçonner, comme l'avait fait Arago au puits de Grenelle, que le degré géothermique tend à augmenter un peu avec la profondeur. En tout cas, sa valeur, pour une verticale de 1300 mètres environ, n'est que très peu supérieure à ce chiffre de 30 ou 31 mètres qui, jusqu'à ces derniers temps, était admis comme le résultat moyen de toutes les observations.

On remarquera que ce résultat concorde beaucoup mieux avec les chiffres fournis par les mines de houille qu'avec ceux obtenus dans les mines métalliques. D'une part, les sondages artésiens sont toujours exécutés à travers des terrains stratifiés, dont les conditions de conductibilité sont analogues à celles des terrains carbonifères. D'autre part, les orifices des puits de Grenelle et de Sperenberg, entre autres, sont voisins du niveau de la mer, tandis que les mines métalliques s'ouvrent, pour la plupart, à des altitudes assez considérables. On peut donc dire que les orifices des puits sont plus rapprochés que ceux des mines de la source interne de chaleur et comme la température de la surface n'y est pas, pour cela, sensiblement plus élevée, il en résulte, comme conséquence nécessaire, que les surfaces d'égale température doivent être moins espacées suivant la verticale des sondages artésiens, ce qui entraîne la diminution du degré géothermique.

§ 3

OBSERVATIONS FAITES DANS LES GRANDS SOUTERRAINS

Tunnel du mont Cenis. — Les observations faites dans les puits de mines et les trous de sonde ont l'avantage de faire connaître exactement l'accroissement de la température sur une même verticale. Mais on peut aussi tirer d'utiles enseignements de l'étude des grands souterrains, dont plusieurs pénètrent, au dessous de la surface, à des distances qu'aucun travail vertical n'a encore atteintes.

Le tunnel du mont Cenis a son point culminant à l'altitude 1296, juste au-dessous de la crête alpine, qui atteint en cet endroit 2905 mètres au-dessus du niveau de la mer. La différence de hauteur est donc de 1609 mètres.

Digitized by Google

Cela posé, voici le résultat des observations recueillies en 1870 par M. Giordano (1) :

DISTANCES AU PORTAIL SUD	PROFONDEUR AU-DESSOUS DE LA SURFACE DU TERRAIN	TEMPÉRATURE DE L'AIR	TEMPÉRATURE DE LA ROCHE
500 mètres	. . . . .	10°,5	14°,2
1000 »	520 mètres	15°,3	17°
2000 »	. . . . .	17°,8	19°,5
3000 »	. . . . .	20°,3	22°,8
4000 »	. . . . .	23°	23°,6
5000 »	910 mètres	24°,5	27°,5
6000 »	1370 »	26°,8	28°,8
6450 »	1609 »	30°,1	29°,5
6662 »	. . . . .	. . . . .	28°
7000 »	1447 »	25°	27°

Le maximum observé, 29°,5, correspond au milieu du tunnel. Au-dessus, sur la crête alpine, doit régner une température moyenne d'environ —3 degrés. Il en résulte, pour le degré géothermique moyen, une valeur comprise entre 49 et 50 mètres. On remarquera toutefois que le passage d'une verticale de 1370 mètres à une autre de 1609, soit une différence de 239 mètres, ne produit qu'une élévation de température de 0°,7. Auparavant, l'augmentation de la verticale ayant été de 460 mètres, la température ne s'était élevée que de 1°,3. La conséquence de cette importante observation est que, *pour des altitudes voisines de la limite des neiges persistantes, une augmentation de plusieurs centaines de mètres dans la hauteur des montagnes ne produit pas, sur la même verticale, un accroissement sensible de la température de la roche* (2).

Or de l'augmentation totale de 32°,5, depuis le point culminant du terrain jusqu'au radier du tunnel en son milieu, retranchons les 2 degrés produits par l'augmentation d'épaisseur de 460 + 239 = 699 mètres. Il restera 30°,5, pouvant être attribués au reste de la hauteur verticale, c'est-à-dire à 1609 moins 699 = 910 mètres et, pour cette fraction, *le degré géothermique moyen sera de 30 mètres.*

Ainsi l'on peut légitimement admettre que la partie culminante des hautes montagnes est refroidie sur une assez grande épaisseur pour que, aux environs de 300 mètres d'altitude, il n'y ait plus, à vrai dire, de degré géothermique, puisqu'un massif de près de 700 mètres est nécessaire pour relever la température interne de 2 degrés.

Tunnel du Saint-Gothard. — Le même résultat se produit au Saint-Gothard (3), où la forme de la montagne est plus ramassée et la hauteur verticale supérieure de 100 mètres à celle qui domine le tunnel du mont Cenis. Le

(1) *Revue de Géologie*, IX, p. 158.
(2) Lommel, *Archives des sciences de la Bibliothèque universelle de Genève*, IV, p. 364.
(3) Lommel, *loc. cit.* — Stapff, *Revue universelle des mines*. Liège, 1879-1880.

Digitized by Google

maximum de température y a été de 30°,8, soit seulement 1°,5 de plus que dans ce dernier souterrain et l'on a trouvé, pour le degré géothermique moyen, une valeur de 48m,40, qu'on ramènerait bien près de 30 mètres en lui faisant subir la même correction que pour le mont Cenis. En effet, si l'on compare les températures du tunnel et celles de l'air sur les mêmes verticales, on trouve que, sous la plaine d'Andermatt, l'augmentation de chaleur serait de 1 degré pour 20m,50, tandis que, sous la pente escarpée de Wannelen, elle n'est plus que de 1 degré pour 42m,60. De même, sur le côté méridional, le degré géothermique étant de 45 mètres sous la traversée du lac de Sella, il atteint 62m,30 au-dessous de la cime escarpée dite Cima Loitamisura (1). L'influence réfrigérante des cimes ne saurait donc être méconnue et il y a lieu de l'éliminer complètement, dans les recherches géothermiques, en ne faisant commencer les comparaisons qu'au-dessous de la zone où il n'est pas probable que le froid extérieur se fasse sentir d'une manière appréciable.

N'oublions pas d'ailleurs qu'un grand nombre de causes peuvent altérer la régularité de la progression de la température dans un souterrain d'un long parcours. La nature de la roche et, par suite, sa conductibilité, peuvent varier beaucoup. Les fentes du terrain amènent des infiltrations, réfrigérantes si elles viennent du haut, réchauffantes si ce sont des sources thermales arrivant de la profondeur et, entre les feuillets de certaines roches, il peut se produire des réactions chimiques capables d'élever sensiblement la température dans le voisinage.

Les études faites au Saint-Gothard ont d'ailleurs montré, comme on pouvait s'y attendre, que la profondeur verticale d'un point intérieur influe moins sur la température de ce point que *sa plus courte distance* à la surface du terrain, quand ce terrain est accidenté comme c'est le cas en pays de montagnes. D'après M. Stapff, si l'on appelle δ l'excès de la température d'un point intérieur sur celle du sol au point de la surface dont il est le plus voisin et n la distance des deux points, la formule $\delta = 0{,}02159\ n$ résume assez bien les circonstances propres au massif du Saint-Gothard. Cette formule donne un accroissement de 1° par 46m,40 de distance perpendiculaire à la surface libre. Mais cette formule empirique laisse subsister des écarts de 20 p. 100 entre l'observation et le calcul (2) et, d'après les considérations que nous venons d'exposer, il est difficile de lui attribuer une valeur bien sérieuse.

§ 4

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR LE PHÉNOMÈNE GÉOTHERMIQUE

Augmentation possible du degré géothermique avec la profondeur. Ses conséquences. — Si l'on tient compte, comme nous avons essayé de le faire, de l'influence réfrigérante des hautes cimes, on voit que le degré géothermique,

(1) Stapff, *op. cit.*
(2) Lommel, *loc. cit.*

Digitized by Google

pour des altitudes comprises entre 1000 et 3000 mètres, ne dépasse pas beaucoup une trentaine de mètres. Quant aux altitudes comprises entre le niveau de la mer et 1000 mètres plus bas, les sondages artésiens nous ont appris à fixer la valeur moyenne de ce degré entre 31 et 32 mètres. On peut donc dire que, sur une verticale de *quatre mille mètres*, les observations jusqu'ici recueillies semblent assigner au degré géothermique une valeur très peu variable. C'est tout au plus si l'on est autorisé à admettre que cette valeur tende légèrement à s'accroître avec la profondeur.

Or ce résultat, bien loin d'être en désaccord avec la théorie de la chaleur interne, en est, au contraire, une conséquence forcée. Il faut, en effet, se garder de tomber dans l'erreur trop commune de ceux qui assimilent le foyer intérieur de chaleur à *une source constante et constamment renouvelée*, analogue à la flamme d'une lampe ou d'une bougie. Tout corps qui perd une provision originelle de chaleur par rayonnement dans un espace indéfini doit, selon la théorie, offrir, dans le voisinage de la surface libre, une variation bien plus rapide que dans l'intérieur de sa masse. Sa chaleur primitive tend à se diffuser de plus en plus également à partir du centre et ce n'est qu'en approchant du milieu réfrigérant qu'il doit se faire un échange rapide entre la température du corps et celle de l'espace où il est contenu.

Les travaux de Fourier, de Poisson, d'Élie de Beaumont ne laissent aucun doute à cet égard et l'expérience n'est pas moins affirmative.

Ainsi G. Bischof ayant fait fondre une sphère de basalte de $0^m,75$ de diamètre, observa, quarante-huit heures après la coulée, la distribution des températures à diverses profondeurs, à l'aide de cavités ménagées à cet effet. Il trouva (1) :

1. au centre . . . . . 192°	3. à $0,^m185$ du centre. . . . . 156°
2. à $0^m,114$ du centre . . . . . 170°	4. à $0,^m247$ du centre. . . . . 137°

La différence des observations 1 et 2 est de 22° pour $0^m,114$, soit $0^m,0052$ pour un degré, tandis que la différence de 2 et 3 est de 14° pour $0^m,071$, soit $0^m,00507$ par degré ; de 3 à 4, on a 19° pour $0^m,062$ ou $0^m,00326$ pour un degré. Enfin en supposant, pour l'enceinte, une température de 20°, l'abaissement de 137° à 20°, sur une distance de $0^m,375 - 0^m,247$ ou $0^m,128$, donnerait une diminution moyenne de 1° pour $0^m,001095$, c'est-à-dire trois fois plus rapide qu'entre 3 et 4.

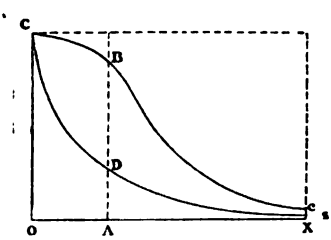

Fig. 67. — Diagramme indiquant la marche du refroidissement au centre et à la surface d'une sphère (d'après Perry et Ayrton).

MM. Perry et Ayrton (2) ont fait des expériences sur la conductibilité de la chaleur dans les roches. Ils en ont conclu que, dans une sphère de pierre, le refroidissement avec le temps s'opérait conformément au diagramme de la figure 67, où la courbe Cc représente le refroidissement du centre, tandis

(1) Naumann, *Lehrbuch*, I, p. 55.
(2) Voy. John Milne, *Geological Magazine*, 1880, p. 99.

Digitized by Google

que la courbe Cs correspond au refroidissement de la surface. (Les temps sont portés sur la ligne des abscisses OX et les excès correspondants sur la température de l'enceinte sont figurés par des ordonnées parallèles à OC). Ainsi, au bout du temps OA, la température du centre est OB, celle de la surface OD et la différence BD va sans cesse en s'atténuant, les deux courbes Cc et Cs tendant à se rejoindre sur la ligne des abscisses.

La figure 68 représente, d'après MM. Thomson et Tait (1), la distribution des températures dans la sphère terrestre à diverses époques de son refroidissement, en supposant qu'elle ait eu, à l'origine, environ 4000 degrés de chaleur. Les profondeurs étant portées sur la ligne OX et les températures sur OY, la ligne OMC, par exemple, représentera l'état thermique du rayon cent millions d'années après le commencement du refroidissement, tandis que ONC représentera l'état destiné à prévaloir dix mille ans plus tard. Les diverses courbes telles que OMC, ONC, partent toutes de la surface sous la forme de lignes droites qui ne se courbent que tardivement.

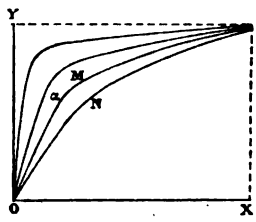

Fig. 68. — Diagramme indiquant la répartition des températures dans une sphère à diverses époques et à diverses profondeurs (d'après MM. Thomson et Tait).

La courbure de ONC commence en un point α tel que la profondeur du point correspondant de la sphère soit, d'après les calculs de MM. Thomson et Tait, de 50 000 mètres. Jusque-là donc l'accroissement de la température est proportionnel à celui de la profondeur, c'est-à-dire que le degré géothermique est constant.

En résumé, si l'observation enregistre, dès aujourd'hui, un certain accroissement du degré géothermique avec la profondeur, cet accroissement est à coup sûr très faible et nous sommes bien éloignés de cette limite, si rapidement entrevue par quelques-uns à la suite des expériences de Sperenberg et où la chaleur interne deviendrait constante. Comme l'a dit M. Potier (2) « le seul fait que, dans tous les sondages sans exception, la température du sol a toujours été en croissant, exige que la chaleur soit à chaque instant communiquée par les couches profondes aux couches superficielles et de là à l'espace céleste, à moins de nier la loi naturelle que la chaleur va toujours du corps le plus chaud au corps le plus froid ». Or sans se livrer à des spéculations prématurées sur la profondeur qu'il faudrait atteindre pour rencontrer une température égale à celle de la fusion des roches, il est du moins très vraisemblable que cette circonstance se réalise à une distance de la surface qui n'est qu'une petite fraction du rayon terrestre et c'est là sans doute ce qui permet aux laves incandescentes d'arriver jusqu'au jour sous toutes les latitudes et tous les méridiens.

Isogéothermes. Leur distribution. — La distribution de la chaleur dans l'intérieur du globe peut être figurée par des surfaces d'égale température, qu'on

(1) J. Milne, *Geolog. Magazine*, 1880, p. 99.
(2) *Exposé des travaux d'Élie de Beaumont*, *Annales des mines*, 7e série, VIII, p. 287.

Digitized by Google

appelle *chthonisothermes*, ou mieux *isogéothermes*. Il est probable qu'à une certaine profondeur, peut-être déjà à 1500 ou 2000 mètres au-dessous de la surface, les isogéothermes sont très régulières et parallèles les unes aux autres, leur écartement étant d'autant plus considérable que la roche dans laquelle elles se trouvent conduit mieux la chaleur. Mais, dans le voisinage de la surface, les isogéothermes subissent de nombreuses inflexions, déterminées par le relief du sol et la température de l'air ambiant. Soit (fig. 69) une montagne de 1000 mètres

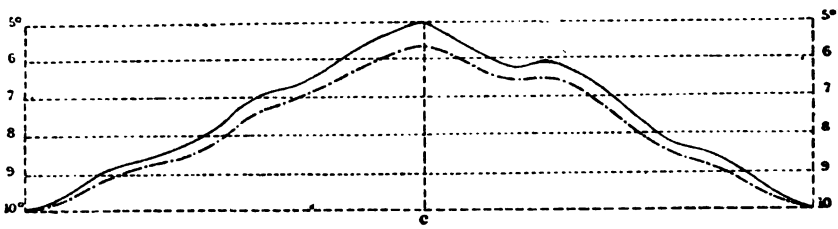

Fig. 69. — Diagramme indiquant la disposition réciproque des Isothermes atmosphériques et des Isogéothermes. ----- Isothermes; —·—·— Isogéothermes.

de hauteur, sur laquelle nous supposerons, pour plus de simplicité, que la décroissance de la température atmosphérique soit de 1° par 200 mètres d'altitude, de telle sorte qu'on ait 10° à la base et 5° au sommet. Les surfaces isothermes de l'atmosphère seront des plans (ou plus exactement des sphères concentriques). Pour avoir l'isogéotherme de 10°, il faudra, sous le sommet de la montagne, s'abaisser seulement de 5 fois 30 ou 150 mètres, c'est-à-dire que cette surface viendra couper l'isotherme atmosphérique de 6°, formant, en profil, une courbe qui épouse le relief de la montagne et rejoint le sol extérieur à la base de chaque côté.

Au point C, la température intérieure sera de $5° + \frac{1000}{30} = 38°$, soit 28° de plus que dans l'air à la base de la montagne. Ainsi les conditions thermiques pourront différer sensiblement à une même distance du centre de la terre.

La différence paraîtra plus grande encore si l'on compare les océans avec les continents. Soit ABC (fig. 70) un arc de la surface terrestre occupé, de A en B,

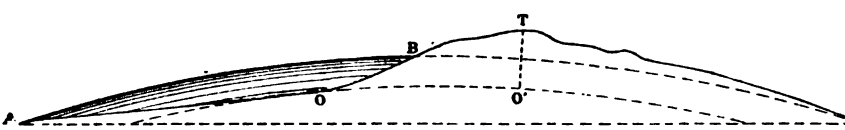

Fig. 70. — Diagramme relatif à la comparaison des conditions thermiques de l'intérieur de la terre sous les continents et sous les océans.

par une mer profonde en O de 4000 mètres et de B en C par un continent, dépassant en T le niveau de la mer de la même quantité. Nous savons que la température du fond des océans est voisine de zéro. L'isogéotherme de zéro partira donc de O pour arriver très près du point T, suivant un profil peu différent

Digitized by Google

de celui de la terre ferme et, en O′, à 8000 mètres au-dessous du point T, la température pourra n'être pas inférieure à 250°.

Par conséquent, les points de la croûte terrestre situés au-dessous des masses continentales de haut relief doivent se trouver dans des conditions thermiques très différentes de celles qui caractérisent les points de même distance au centre situés au-dessous des océans profonds. Il peut ainsi arriver que, sur une même sphère, certaines parties soient au point de fusion de la glace quand d'autres sont échauffées jusqu'à être partiellement ramollies. Ces dernières sont celles que dominent en projection les plus fortes altitudes continentales et de la sorte il est permis de dire que les portions de l'écorce terrestre recouvertes par les hautes chaînes de montagnes doivent être, au point de vue de la résistance, les *zones faibles* de cette écorce.

Toutefois les conséquences directes de cet amoindrissement de la résistance ne doivent pas être exagérées. La plus grande valeur que la verticale TO′ puisse avoir sur le globe est 17 000 mètres, puisque les plus hautes montagnes, comme les profondeurs extrêmes des mers, ne dépassent guère 8500 mètres. Même en appliquant à cette verticale un degré géothermique constant de 30 mètres, on n'arrive pas, pour la température en O′, à beaucoup plus de 500 degrés, ce qui est encore bien loin du point de fusion des roches et comme, à une échelle non exagérée, la distance OO′ est considérable relativement à TO′, le changement de courbure des isogéothermes se fait d'une manière très progressive. Si donc l'influence thermique agissait seule, elle serait sans doute insuffisante pour déterminer des mouvements de l'écorce au-dessous des chaînes de montagnes. Mais nous verrons qu'il existe d'autres raisons de considérer ces chaînes comme des lignes de moindre résistance. Dès lors la circonstance que nous venons de signaler ne peut qu'accentuer ce caractère. Impuissante par elle-même, elle est susceptible de devenir efficace par le concours qu'elle apporte à d'autres influences et, à ce titre, elle mérite d'être prise en considération.

CHAPITRE II

SOURCES THERMOMINÉRALES

§ 1

ORIGINE DES SOURCES THERMOMINÉRALES

Définition des sources thermominérales. — La chaleur interne ne se manifeste pas seulement par l'accroissement continu de la température avec la profondeur. Elle s'affirme encore d'une manière très nette par le phénomène des *sources thermales*.

Digitized by Google

Nous avons dit qu'habituellement les sources étaient les lieux d'écoulement de nappes d'infiltration, emmagasinées dans le sol à une profondeur peu différente de celle où les variations calorifiques de l'extérieur ne se font plus sentir. Pour cette raison, la plupart des sources sont remarquables par la constance de leur température, dont la mesure peut suffire à faire connaître immédiatement, à peu de chose près, la moyenne annuelle du lieu d'émergence.

Mais il est des sources dont la température est notablement supérieure à celle du point où elles arrivent au jour; on leur donne, pour ce motif, le nom de *sources thermales* et comme la plupart d'entre elles doivent à la chaleur qu'elles possèdent et peut-être aussi à l'intervention d'émanations internes la faculté de tenir en dissolution certains principes minéraux actifs, ce sont, par excellence, des *sources minérales*. On les distinguera par l'épithète de *chaudes* ou encore par celle de *thermominérales* des sources dont la minéralisation ne réclame pas d'autre chaleur que celle du milieu où elles débouchent, et dont, pour ce motif, les dépôts ont été décrits parmi les phénomènes chimiques dus aux infiltrations superficielles.

Le caractère des sources thermales est d'arriver au jour, non à la jonction de deux couches, l'une perméable et l'autre imperméable, mais par des fentes de l'écorce terrestre. De cette façon, ces fentes doivent être considérées comme des canaux par où s'épanchent au dehors des nappes inconnues, formées, dans les cavités de l'écorce, par la réunion d'infiltrations auxquelles l'état fissuré du terrain a permis de pénétrer à de grandes profondeurs.

Supposons, par exemple, que le produit de la fusion des neiges qui recouvrent une des hautes cimes des Pyrénées trouve à s'infiltrer dans les crevasses de la roche et, d'une altitude de 3000 mètres, soit ainsi conduit verticalement jusqu'à 1000 mètres seulement au-dessus du niveau de la mer. Ce parcours souterrain pourra suffire, en raison de la chaleur interne, pour porter la température des eaux à 60 ou 70 degrés. Si de là des fentes bien définies, comme celles qui accompagnent le pointement de la pegmatite de Bagnères-de-Luchon, leur permettent de déboucher aux flancs d'une vallée de moindre altitude, elles y apporteront, avec une température élevée, le produit des actions chimiques dissolvantes qu'elles auront pu, durant ce long parcours, exercer sur les parois de leurs canaux sinueux. Ainsi se constitueront des sources à la fois thermales et minérales.

Il est vrai que des sources de même nature peuvent se produire par l'intervention volcanique, si les fentes de l'écorce sont en communication avec des foyers d'où se dégagent, non seulement de la vapeur d'eau, suffisante pour produire l'élévation de température constatée, mais des gaz ou des dissolutions de matières minérales. Il est donc à priori difficile de dire si l'état d'une source thermale donnée est dû à la cause simple que nous avons d'abord indiquée ou s'il y faut chercher une connexion avec les phénomènes volcaniques. Néanmoins et sans méconnaître la difficulté de tracer une ligne de démarcation précise, nous essayerons, ne fût-ce que pour le principe, de séparer ces deux ordres de faits et tandis que nous décrirons, à la suite des volcans, auxquels elles se relient incon-

Digitized by Google

testablement, ces manifestations puissantes dont les *Geysers* d'Islande sont le type, nous rattacherons à l'étude de la chaleur interne celles des sources thermales tranquilles où il ne semble pas absolument nécessaire de faire intervenir un agent plus actif. Nous n'affirmerons sans doute pas, pour cela, que toutes les substances minérales qu'elles renferment soient dues à la dissolution des roches traversées, ni que la température des sources puisse s'expliquer uniquement par la profondeur à laquelle les infiltrations auraient été amenées. Il peut très bien se faire que bon nombre de sources thermominérales aient leur température notablement accrue par des dégagements de vapeur issus d'un foyer igné voisin. Cependant, toutes les fois que leur sortie n'est pas accompagnée de dégagements plus ou moins tumultueux de gaz ou de vapeurs, nous avons le droit de les considérer comme appartenant aux manifestations paisibles de la chaleur interne.

Sources thermominérales à haute température. — Remarquons d'ailleurs que, sans cesser d'appartenir à cette catégorie, une source thermale peut arriver au jour en jaillissant comme si elle était poussée de bas en haut par une forte pression. En effet, nous avons vu qu'il suffisait d'un trou de sonde pratiqué à Paris jusqu'à la profondeur de 548 mètres, pour faire monter, à 40 mètres au-dessus de la surface, un jet d'eau ayant une température de 28 degrés; et personne ne peut douter que cette température ne soit uniquement due au séjour tranquille de la nappe artésienne dans une région de l'écorce où passe l'isogéotherme de 28°. Or ce que l'homme réalise artificiellement à l'aide d'un sondage, les mouvements du sol peuvent l'accomplir en faisant naître des systèmes de fissures qui donnent issue à des nappes d'eau chaude en pression dans l'intérieur de la terre. Soit M (fig. 71) une montagne parcourue par des fentes qui permettent en R l'établissement d'un réservoir que remplissent entièrement les eaux d'infiltration venues de la surface. Soit A le point, habituellement appelé *griffon*, où ce réservoir vient déboucher dans une vallée, sous la forme d'une source thermale. Le plan horizontal BC, mené par le point A, vient toucher en D la surface isogéotherme 11, dont la température, comparée à celle qui règne en M, représente l'effet thermique dû à la différence d'altitude des points M et A. Mais la pression qui force le réservoir à se vider en A y fait arriver de l'eau qui a séjourné en R, au contact d'une isogéotherme 22, sensiblement plus chaude que la première, et s'il y a déperdition partielle de chaleur par suite du parcours de R en A, l'eau qui s'écoule par la source peut garder néanmoins une température beaucoup plus élevée que celle à laquelle on s'attendrait si l'on tenait compte seulement de la plus haute verticale qui domine le point d'émergence A.

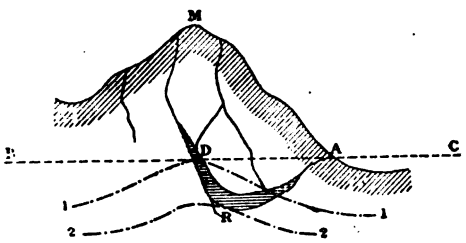

Fig. 71. — Diagramme d'une source thermale artésienne.

Digitized by Google

Il se forme de cette manière une *source artésienne naturelle* et c'est ainsi que, sans recourir à l'intervention des vapeurs volcaniques, on peut, à la rigueur, expliquer l'apparition de certaines sources thermales dont la température est voisine de celle de l'ébullition.

Enfin il est encore bon de faire observer que des infiltrations superficielles, pénétrant peu à peu, par de larges fissures ou par capillarité, dans les parties profondes de l'écorce, peuvent y parvenir tout naturellement à la température de l'ébullition et il n'est pas impossible que la pression de la vapeur ainsi produite refoule vers la surface d'autres infiltrations distinctes des premières, en leur communiquant à la fois une force ascensionnelle sensible et une température élevée.

Tel est l'ensemble des raisons qui nous engagent à classer, parmi les phénomènes purement *thermiques*, les émanations thermominérales dont le gisement ne se présente pas sous la dépendance visible de l'action volcanique. Mais cela ne nous empêche pas de reconnaître l'intime liaison qui unit ces deux chapitres de la dynamique interne ; car l'un et l'autre sont des développements du même principe général, celui de l'énergie calorifique du globe, et de même que les volcans s'alignent sur les grandes lignes de rupture de l'écorce terrestre, de même les sources thermales apparaissent dans des fissures en rapport étroit avec ces grandes lignes.

§ 2

RÉACTIONS CHIMIQUES DANS LES SOURCES THERMOMINÉRALES

Nature et caractères des sources thermominérales. — Les sources thermominérales varient suivant la nature des principes qu'elles tiennent en dissolution et dont l'origine peut être le plus souvent cherchée dans les roches que les eaux d'infiltration ont dû traverser.

On distingue les variétés suivantes :

1° Sources alcalines, où domine le carbonate de soude.

2° Sources salines, contenant du chlorure de sodium, des sulfates de magnésie ou de soude (Epsom, Sedlitz).

3° Sources sulfureuses, dégageant de l'hydrogène sulfuré.

4° Sources ferrugineuses.

5° Sources calcaires.

6° Sources siliceuses.

7° Sources acidules ou gazeuses, avec acide carbonique dominant.

Ajoutons que plusieurs sources thermales renferment des matières organiques, telles que la *glairine* et la *barégine*. Un grand nombre de sources gazeuses empruntent leur acide carbonique à des émanations de nature volcanique. Elles ne font donc pas partie de la catégorie dont nous nous occupons ici. La plupart des sources calcaires et des sources siliceuses sont aussi en rapport intime avec les phénomènes geysériens. Du reste notre intention n'est pas de nous livrer à une

Digitized by Google

étude approfondie des sources thermales, mais seulement d'appeler l'attention sur quelques réactions chimiques dont elles sont le siège et qui peuvent jeter un certain jour sur la formation des filons métallifères.

Auparavant, nous signalerons une particularité distinctive des sources thermominérales : c'est la *constance* de leur débit, qui se montre, en général, indépendant des variations météorologiques. Cette constance est à rapprocher de celle des nappes artésiennes, qui ne paraissent pas non plus ressentir l'influence des pluies ou des sécheresses. Il est aisé de comprendre que, plus un réservoir est profond, mieux il est soustrait aux variations des conditions extérieures; c'est pour la même cause que la température des sources minérales ne varie pas, non plus que la nature et la proportion de leurs éléments minéraux. Ces raisons peuvent être ajoutées à celles que nous avons déjà données en faveur du classement de ces sources parmi les phénomènes thermiques. Il est naturel, en effet, que des dégagements qui se montrent invariables dans leur composition, leur température et leur débit, soient rapportés à quelque chose d'aussi général que le grand fait de la chaleur interne, plutôt qu'à une action aussi intermittente et aussi capricieuse que l'action volcanique.

Sources de Plombières. — Les sources de Plombières, étudiées par M. Daubrée (1), sortent du granite : elles sont disposées par groupes et alignées sur des fractures où domine la direction N.-E. — S.-O. La température des plus chaudes dépasse 70 degrés; on donne le nom de *savonneuses* à celles qui se maintiennent entre 15 et 32 degrés, à cause d'une sorte de savon minéral qu'elles déposent à l'air et qui n'est autre chose qu'un hydrosilicate d'alumine voisin de l'halloysite. Or ces sources sont en relation évidente avec les filons minéraux de la contrée, que caractérisent le quartz, le spath fluor et l'halloysite. On peut donc considérer le savon des sources actuelles comme le produit d'une décomposition des masses silicatées dans la profondeur. La quantité de matières dissoutes dans les sources de Plombières ne dépasse pas $0^{gr},05$ par litre. Le silicate de potasse y domine et l'on y observe aussi du fluorure de calcium.

Ce qui rend ces sources particulièrement intéressantes au point de vue géologique, c'est l'action qu'elles exercent à la longue sur les formations qu'elles traversent et dont les études de M. Daubrée ont révélé l'importance.

Les Romains, partout si soucieux de l'aménagement des stations balnéaires, avaient assuré le captage des sources de Plombières en étendant, à proximité des points d'émergence, un béton composé de fragments de briques et de grès bigarré, avec ciment de chaux sans mélange de sable. Sous l'action prolongée de l'eau minérale qui imprègne constamment le béton, le ciment calcaire et les briques elles-mêmes ont été en partie transformés. Il en est résulté divers minéraux et spécialement des zéolithes, c'est-à-dire des silicates hydratés d'alumine, de chaux et d'alcalis. M. Daubrée y a reconnu l'apophyllite, la chabasie cristallisée en rhom-

(1) *Annales des mines*, 5e série, XIII, 227. — *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XVI, p. 562. — *Etudes synthétiques de Géologie expérimentale*, p. 180.

Digitized by Google

boèdres voisins du cube et l'harmotone calcaire. Avec ces minéraux se trouvaient : l'opale hyalite, l'opale commune, la fluorine, un hydrocarbonate de magnésie et l'halloysite. La formation de ces substances a eu lieu sous la simple pression atmosphérique, à une température ne dépassant pas 70 degrés et par l'action, sans doute très lente, mais continuée pendant des siècles, d'une eau minérale alcaline.

La localisation des produits est très marquée : ainsi l'apophyllite ne se trouve que dans la chaux, et la chabasie dans la brique. Il n'y a donc pas eu dissolution dans l'eau des minéraux aujourd'hui cristallisés, mais production *sur place* d'espèces nouvelles par adjonction de l'alcali des eaux à la substance des briques ou du ciment. Ce qui le prouve bien, d'ailleurs, c'est la complète absence des zéolithes dans la nappe de gravier que l'eau minérale a dû traverser avant d'arriver au béton et où il ne se dépose que de l'halloysite.

M. Daubrée a remarqué que les parties de béton chargées de zéolithes offraient une analogie remarquable avec certains tufs basaltiques amygdaloïdes.

Sources de Bourbonne-les-Bains. — Les sources de Bourbonne-les-Bains jaillissent des argiles bariolées situées à la partie supérieure du grès bigarré, à proximité de failles paraissant en rapport avec le pointement granitique qui surgit si inopinément à Châtillon-sur-Saône (1).

La température des sources varie en général de 58° à 66° et s'élève même à 68° sur le point principal d'émergence. Le poids total du résidu de l'évaporation est de 7 à 8 grammes par litre, se composant de chlorures et de sulfates d'alcalis, de chaux et de magnésie, avec bromures, carbonates de chaux et de fer et traces d'arsenic et de manganèse. On y a également constaté la présence des corps suivants : ammoniaque, iode, bore, cuivre, lithine, strontiane, cœsium et rubidium. Enfin, bien que l'analyse n'y ait pas signalé de sulfures en proportion notable, il s'exhale des sondages une odeur d'hydrogène sulfuré et l'on a même recueilli du soufre natif.

En nettoyant, il y a peu d'années, un puisard romain, on a observé, de haut en bas, la succession suivante :

1° $0^m,30$ d'une vase noirâtre avec débris de bois et des milliers de noisettes, de glands et de noyaux de fruits.

2° $0^m,15$ de sable gris.

3° $0^m,10$ d'une boue noirâtre contenant des médailles et des objets en bronze, en or, en plomb, en ambre et en jayet.

4° $0^m,05$ d'une sorte de grès grisâtre, cimenté par des substances à éclat métallique, très nettement cristallisées.

5° A la base, 2 mètres de sable, directement superposé aux argiles bariolées.

Les médailles de la couche n° 3, jetées sans doute dans le puits en souvenir de guérisons obtenues, étaient au nombre de 4700, la plupart de bronze ou de laiton, sauf 4 médailles d'or et 265 d'argent : plusieurs remontaient au Bas-Empire,

(1) Daubrée, *Annales des mines*, 6e série, VIII, p. 439. — *Géologie expérimentale*, p. 72.

Digitized by Google

mais il y avait une prédominance marquée des types du règne d'Auguste, représentés par 2966 échantillons.

Ce qui est très intéressant, c'est l'altération subie par ces médailles dans le cours des siècles sous l'influence des eaux de Bourbonne. Sans doute les sulfates de ces eaux, réduits à l'état de sulfures par les matières organiques de la couche n° 1, ont agi sur les métaux. Il est à remarquer du reste que toutes les causes propres à déterminer des actions électro-chimiques se trouvaient réunies dans ce milieu composé de substances métalliques diverses, exposées pendant seize siècles à l'action de dissolutions salines chaudes.

M. Daubrée a reconnu la présence des minéraux suivants :

1° *Minéraux cuprifères :* cuivre sulfuré, cuivre pyriteux, cuivre panaché, cuivre gris, cuivre oxydulé, oxychlorure et silicate de cuivre. La façon dont ces minéraux, cristallisés pour la plupart, se sont précipités au milieu des fragments pierreux de la couche n° 4 rappelle certaines brèches de filons, mais mieux encore les grès et poudingues cuprifères de Perm, en Russie.

Quant à l'étain du bronze, rebelle comme partout aux combinaisons sulfurées, il est demeuré à l'état d'oxyde ou cassitérite.

2° *Minéraux plombifères*, provenant de l'attaque des tuyaux de plomb : plomb sulfaté, plomb carbonaté, plomb sulfuré.

3° *Minéraux ferrifères :* peroxyde hydraté, silicate, carbonate et pyrite de fer. La pyrite, cristallisée, s'est formée sur des cailloux et des silex taillés, mais principalement dans le sable quartzeux accumulé au fond du puisard et aussi dans les cavités d'un carrelage en briques, au milieu de la chaux, en compagnie de rhomboèdres très aigus de calcite. Ebelmen a du reste montré que le sulfate de chaux, réagissant sur l'oxyde de fer en présence des matières organiques, pouvait produire de la pyrite et de la calcite avec dégagement d'acide carbonique.

4° *Zéolithes*. La chabasie et la christianite ou harmotome calcaire ont pris naissance dans les cavités des briques du béton, où elles sont accompagnées de calcite et d'aragonite.

A tous ces produits il convient d'ajouter des matières organiques minéralisées; ainsi des pilotis, les uns transformés en lignite après immersion dans les sources à 67°, d'autres imprégnés de calcite au point d'en contenir 97 %. Mentionnons encore divers dépôts de boues, rubanés et de colorations variées, contenant 26 % de silice, 8,5 % d'alumine et 30 % d'oxydes de fer et de manganèse.

En résumé, comme le fait observer M. Daubrée, il a suffi d'une eau thermale ne contenant que des sels neutres très communs pour donner naissance à 24 espèces cristallisées, offrant, par leur forme, une identité frappante avec les minéraux des filons. Cette action s'est accomplie à huit mètres de profondeur, sous une pression par conséquent très faible et à une température notablement inférieure à celle de l'ébullition.

Source de Bourbon-l'Archambault. — La source de Bourbon-l'Archambault, qui émerge d'une fente ouverte dans le gneiss, arrive au jour à la température

Digitized by Google

de 52° et fournit 2ᵍ,942 de résidu fixe par litre. Elle contient en dissolution du chlorure de sodium, des sulfates et bicarbonates alcalins ou terreux, un peu d'alumine, d'oxyde de fer et de silice. Le fluor y est à la dose de 3 milligr. par litre, le brome à celle de 7 milligr. et on constate des traces bien nettes d'iode. L'analyse spectrale indique en outre la présence du rubidium et du strontium.

Lors du curage du réservoir, M. de Gouvenain (1) a constaté que, sur les médailles romaines, il s'était formé du cuivre sulfuré, du cuivre panaché et du cuivre pyriteux. Une barre de fer métallique s'était en partie transformée en pyrite de fer, entourée d'une masse cristalline dans laquelle M. Daubrée a reconnu de la sidérose ou carbonate de fer.

Résumé. — Dans tous ces différents cas, les minéraux observés ont été produits par *épigénie*, c'est-à-dire aux dépens des éléments du béton ou des monnaies, avec adjonction, pour les zéolithes, des alcalis contenus dans les eaux thermales. On ne saurait douter que l'état cristallin de ces minéraux épigéniques ne soit dû à leur enveloppement continu par l'eau qui leur a donné naissance. On remarque aux abords des volcans que le soufre et le fer oligiste, qui se déposent à l'état amorphe dans le voisinage des fumerolles, cristallisent largement sur les parois mêmes des fentes par où se fait le dégagement. On peut dire que les cristaux élémentaires *se nourrissent* par l'apport prolongé des mêmes substances et c'est ainsi qu'une action continuée pendant des siècles produit des minéraux cristallisés au lieu de masses amorphes.

Remarquons maintenant que, s'il y a vraisemblablement une grande analogie entre la circulation des eaux thermales dans les fentes qui leur livrent passage et les phénomènes auxquels peut être dû le remplissage des filons métallifères, il s'en faut de beaucoup que les observations précédentes nous donnent la clef de la formation de ces derniers. En effet, dans tous les cas qui viennent d'être cités, l'apport intrinsèque des eaux a été presque négligeable et elles ont plutôt servi de véhicule pour faciliter l'épigénie de substances existantes. Il y avait là, pour fournir l'élément métallique, des monnaies apportées de main d'homme, et c'est l'homme aussi qui a déposé tout à côté l'élément réducteur par les matières organiques qu'il s'est plu à y entasser. Or les dissolutions qui ont pu circuler dans les anciennes fentes de l'écorce terrestre n'y ont sans doute trouvé ni métaux préexistants, ni matières animales ou végétales accumulées. C'est donc à d'autres réactions qu'il faut faire appel pour expliquer le remplissage des veines métalliques. Mais les observations de Plombières, de Bourbonne-les-Bains et de Bourbon-l'Archambault n'en sont pas moins instructives en ce qu'elles nous montrent que, soit des silicates, soit des sulfures cristallisés peuvent se former, sous des influences réductrices, à l'aide de dissolutions très faiblement chargées en sulfates et en alcalis, sans qu'il soit nécessaire de faire appel ni à une grande pression, ni à une température élevée. La persistance des mêmes actions chimiques supplée dans ce cas à leur intensité.

(1) *Comptes rendus*, LXXX, p. 1297.

Digitized by Google

DEUXIÈME SECTION

PHÉNOMÈNES VOLCANIQUES

CHAPITRE I

MANIFESTATIONS VOLCANIQUES

§ 1

TYPE NORMAL DE L'ACTIVITÉ VOLCANIQUE. PHÉNOMÈNES DE PROJECTION.

Définition des volcans. — Un *volcan* est un appareil naturel par lequel la surface de la croûte terrestre est mise, d'une façon permanente ou temporaire, en communication avec les matières fondues de l'intérieur. Les parties essentielles de l'*appareil volcanique normal* sont donc : d'abord la *cheminée*, c'est-à-dire le canal par où se fait l'ascension des matières, ce canal étant constitué par une fente ou, plus vraisemblablement, par le croisement de plusieurs fentes ouvertes dans l'écorce; ensuite un *amas de matériaux rejetés*, de forme généralement *conique*, au milieu duquel la cheminée débouche d'ordinaire par un orifice en forme de coupe ou d'entonnoir, auquel on donne le nom de *cratère*.

C'est à la montagne formée par les produits sortis de la cheminée que s'applique l'appellation usuelle de volcan et c'est dans les flancs mêmes de cette montagne que l'imagination populaire se représente volontiers le foyer de l'action éruptive. Néanmoins la montagne n'est que le produit extérieur d'une activité dont le véritable siège doit être cherché beaucoup plus bas, ainsi que le reconnaissait il y a longtemps Senèque, lorsque, parlant du feu souterrain, il écrivait (1) « *In ipso monte non alimentum habet, sed viam.* » Il n'y a de nécessaire, dans l'appareil volcanique, que la cheminée et l'amas de produits rejetés, ce dernier pouvant d'ailleurs affecter les formes et les dimensions les plus variables.

Le type normal de l'activité des volcans consiste dans une succession de *paroxysmes* ou *éruptions*, d'intensités d'ailleurs très diverses et séparés les uns des autres par des périodes de repos plus ou moins complet. C'est donc sous cette forme que nous étudierons d'abord les manifestations volcaniques.

(1) Cité par Naumann in *Lehrbuch*, I, p. 69.

Digitized by Google

Signes précurseurs des éruptions. — En temps de repos, la cheminée d'un volcan est le plus habituellement obstruée par un culot de lave solidifiée, provenant de la dernière éruption. Tout au plus, à travers les fissures de ce culot, peut-on apercevoir la masse demeurée liquide par dessous et d'où s'échappent de la vapeur d'eau et des émanations gazeuses qui, réunies en un même nuage au-dessus de la montagne, constituent le panache de fumée si caractéristique de la plupart des volcans au repos.

Les signes précurseurs d'une éruption consistent dans l'accroissement des émissions de vapeur d'eau et dans la production d'ébranlements du sol, accompagnés de bruits souterrains. En même temps le débit des sources diminue et les puits voisins tarissent; ce phénomène est fréquent au Vésuve; ainsi en 1813, avant l'éruption du mois de décembre, bien que la pluie eût été abondante depuis le mois de juin jusqu'à la fin d'août, on vit les sources diminuer à Torre del Greco et à Resina. La même chose se reproduisit en 1822, malgré des pluies continuelles.

Sur les volcans dont le sommet est couvert de neige, comme le Cotopaxi, il y a souvent, avant les éruptions, une fonte subite du manteau neigeux, d'où résultent des inondations désastreuses; le même fait se produit au Kamtschatka et en Islande, où, durant les intervalles de repos, non seulement des champs de neige, mais encore des glaciers, prennent quelquefois possession des cratères.

Colonne de fumée. — Après ces préliminaires, l'éruption proprement dite commence par des craquements dans le cratère, dont les parois internes s'écroulent en partie. Leurs fragments, mêlés à des blocs de lave incandescente, formeront les *bombes* et les *lapilli* ou *rapilli*. Puis on voit s'élancer vers le ciel, avec la rapidité de l'éclair, une colonne de fumée noire qui, à sa partie supérieure, s'étale en un panache horizontal, offrant l'apparence d'un pin-parasol. Cette comparaison a été faite, pour la première fois, par Pline (1) : *Nubes oriebatur cujus formam non alia magis arbor quam pinus expresserit.*

Dans l'obscurité de la nuit, la colonne réfléchit la lumière de la lave et semble alors une gerbe de feu. Le panache terminal est composé de gaz, de vapeur d'eau et de fines poussières volcaniques. De loin, on le voit se subdiviser en une infinité de boules de vapeur blanchâtre, dont chacune représente une des explosions partielles qui se succèdent sans discontinuer dans le cratère. La colonne blanche de vapeur est entourée d'une auréole noire de cendres, de scories et de débris, dont les plus gros retombent immédiatement sur les pentes du cratère après avoir décrit une trajectoire parabolique. En 1822, le panache du Vésuve formait, d'après Monticelli, un cylindre parfait, d'environ trois mille mètres de hauteur, qui, à sa partie supérieure, se courbait en parabole en se dirigeant du côté de Naples (fig. 72). M. Wolff estime à huit ou dix mille mètres la hauteur du panache du Cotopaxi lors de la grande éruption du 26 juin 1877.

(1) Plin., *Epist.* VI, p. 16.

Digitized by Google

M. Junghuhn, qui eut l'occasion d'observer de très près une des grandes éruptions de l'île de Java, signale le tourbillonnement rapide dont les nuages de

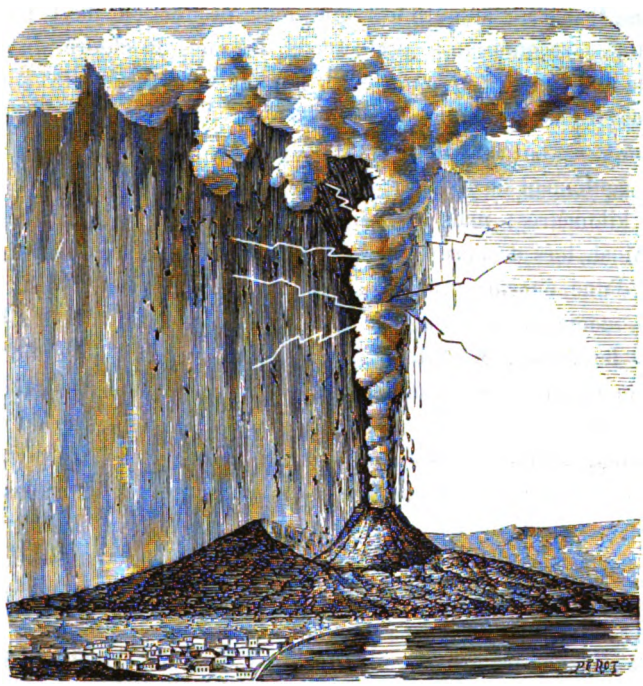

Fig. 72. — Le panache du Vésuve en 1822.

la colonne sont animés autour de leur centre. Le même tourbillonnement a été observé par Erman, en 1829, au volcan de Klioutchevskoï.

La force avec laquelle la colonne est projetée en l'air est telle, qu'on la voit conserver sa verticalité même sur le passage d'ouragans capables de transporter des pierres. La nuit, sa lueur est sujette à des intermittences qui tiennent à ce que, pendant chaque explosion, la lave cesse momentanément d'y projeter ses lueurs; de là l'impression d'éclairs se succédant avec rapidité.

Orages volcaniques, Flammes. — Cependant il y a aussi, dans le voisinage de la colonne, de véritables orages volcaniques. La vapeur dépourvue de cendres possède, d'après M. Palmieri, l'électricité positive. Les cendres, au contraire, prennent l'électricité négative. Il en doit résulter des décharges continuelles et, en effet, on observe que les éclairs électriques se produisent généralement vers la partie moyenne de la colonne, au contact de la vapeur ascendante et de la pluie de cendres. De plus, selon la remarque de M. Faye (1), les orages volcaniques ne sont jamais accompagnés de grêle, ce qui prouve qu'ils n'ont rien de

(1) *Comptes rendus*, XCI, p. 710.

Digitized by Google

commun avec les mouvements giratoires descendants qui produisent les orages terrestres.

Un phénomène dont la réalité a souvent été contestée est celui des flammes volcaniques. Il paraît aujourd'hui que leur production n'est pas douteuse. M. Janssen y a reconnu, au spectroscope, les raies du chlore, du carbone, du cuivre et de l'hydrogène; à Santorin, M. Fouqué s'est assuré de l'existence de flammes dues à l'hydrogène en combustion.

Explosions. — Le bruit des éruptions est tantôt intermittent, tantôt continu comme un roulement de tonnerre. On l'entend parfois jusqu'à des distances de 700 à 800 kilomètres; mais alors c'est par le sol et non par l'air qu'il est transmis. Ainsi, lors de l'éruption de 1877, au Cotopaxi, les détonations, paraissant partir d'une énorme profondeur, furent entendues moins distinctement au pied de la montagne qu'à Quito et Guayaquil, c'est-à-dire à 350 kilomètres du volcan (1). De même, M. Milne (2) a constaté, pendant l'éruption du volcan d'Oshima, au Japon, qu'un tremblement de terre, fortement ressenti à Yokohama et à Yeddo, avait passé complètement inaperçu dans le voisinage du cône.

Projections, scories et bombes. — La cheminée du volcan pendant l'éruption peut être considérée comme une mine en charge continue; les explosions produites par la vapeur d'eau projettent en l'air la lave de la surface et les écumes scoriacées qui la recouvrent. Ces éléments, devenus solides dans leur course aérienne et mêlés avec les fragments que les explosions enlèvent aux parois du cratère, retombent en partie dans la cheminée pour y être de nouveau projetés, tandis que les cendres les plus fines sont emportées par le vent. Mais la plus grande partie vient tomber à l'extérieur du cratère. Les plus gros blocs forment ces *scories* déchiquetées si caractéristiques, le plus souvent caverneuses et rudes au toucher, parfois enduites d'un émail superficiel. Lorsque, dans leur chute, elles ont été animées d'un mouvement giratoire, elles donnent naissance aux *bombes volcaniques* ou *larmes du Vésuve* des Napolitains.

La grosseur des blocs rejetés varie habituellement de celle de la tête à la dimension du poing. Mais on en peut voir de beaucoup plus gros. Ainsi, en 1533, le Cotopaxi a rejeté des masses de 3 mètres et, en 1822, le Vésuve a lancé des morceaux d'un conglomérat de scories, ayant jusqu'à $2^m,50$ de diamètre. De tels blocs proviennent évidemment, non de la lave elle-même, mais d'une destruction partielle du cratère.

La force de projection des volcans est énorme. Les blocs lancés par l'Etna peuvent aller jusqu'à 2000 mètres. Selon Hamilton, le Vésuve, en 1779, aurait projeté des pierres à 3000 mètres et La Condamine rapporte qu'en 1533 de gros blocs, lancés par le Cotopaxi, ont parcouru obliquement une distance d'environ 13 kilomètres. Ajoutons que la projection des matières solides n'a pas toujours

(1) Wolf, *Neues Jahrbuch*, 1878, p. 113.
(2) *Geological Magazine*, 1877, p. 199.

Digitized by Google

lieu uniquement par la cheminée centrale. On a vu des fissures latérales donner issue à des jets horizontaux de pierres et de cendres.

Sables volcaniques. — Le *sable* des volcans renferme ordinairement des myriades de petits cristaux d'augite. On en a conclu que ces cristaux arrivaient tout formés avec la lave. Mais il est très possible qu'ils se soient développés dans l'acte même de la pulvérisation de la lave liquide pendant les explosions. On a remarqué, en effet, que si l'on vient à briser des laitiers de hauts fourneaux avant qu'ils soient entièrement consolidés, ils laissent échapper une infinité de petits cristaux, bien que leur cassure paraisse entièrement amorphe. Lorsqu'on étudie au microscope les matériaux des sables volcaniques, on reconnaît qu'ils contiennent un très grand nombre de vacuoles et d'inclusions vitreuses.

Le sable volcanique ne résulte pas seulement de projections verticales. Il arrive quelquefois qu'on voit s'échapper du cratère de véritables *ruisseaux de sable.* Cassiodore en signalait déjà au Vésuve en 512. Le même fait s'est reproduit en 1631 et Monticelli l'a également observé en 1823. Le long du cône descendaient deux courants uniquement formés de sable sec et la poussière, soulevée par le vent, leur donnait l'apparence de deux ruisseaux de fumée.

Cendres. — Les *cendres volcaniques* représentent la lave dans son plus grand état de division. Elles en contiennent d'ailleurs tous les éléments. Ce sont de petits cristaux, entiers ou brisés, de feldspath, d'augite, de fer oxydulé, de leucite, des agrégats de microlithes où dominent le fer oxydulé et l'augite, enfin des masses considérables de granules et d'esquilles formés d'une matière vitreuse. Très souvent, aux petits cristaux aciculaires d'augite adhèrent des gouttes d'un verre poreux qui a dû venir s'y attacher lorsqu'il était encore visqueux (fig. 73).

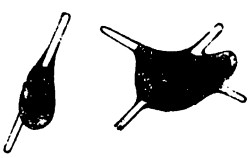

Fig. 73. — Cendres volcaniques, en cristaux aciculaires avec gouttes vitreuses.

D'après MM. Gümbel et Zirkel, la cendre qui tomba, en mars 1875, en Scandinavie à la suite des grandes éruptions dont l'Islande avait été le théâtre, consistait principalement en esquilles tranchantes d'un verre extraordinairement poreux, analogue à l'obsidienne. M. Gümbel a expliqué cette structure en la rapprochant du phénomène des *larmes bataviques.* Il suppose que la lave bouillante, brusquement refroidie en gouttelettes au contact de l'air et de l'eau, aurait pris cet état caractéristique d'équilibre instable qui se détruit, au moindre ébranlement, en donnant naissance à une poussière avec arêtes vives. La même structure a pu être reproduite par le refroidissement instantané de laitiers de hauts fourneaux.

Dans certaines éruptions, les sables et les cendres peuvent être emportés par le vent jusqu'à des distances considérables. En 512, on vit la cendre du Vésuve tomber à Constantinople et à Tripoli. Celle de l'Etna a été plus d'une fois transportée en Afrique. L'éruption survenue en Islande, à la fin de mars 1875, fut accompagnée d'une pluie de cendres à Stockholm, c'est-à-dire à une distance de 1900 kilomètres.

Digitized by Google

Exemples de projections exceptionnelles. — L'une des plus fortes éruptions de cendres et de débris est sans doute celle qui eut lieu, en avril 1815, dans les Indes Néerlandaises, au Temboro, et qui ensevelit complètement la ville du même nom. Les cendres accompagnées de débris et de lapilli couvrirent la mer d'une couche flottante, au milieu de laquelle les navires se frayaient difficilement un passage et, dans un rayon de 500 kilomètres autour de la montagne, l'épais nuage de cendres faisait nuit noire en plein midi. On a calculé que cette pluie s'était étendue sur un espace plus grand que la superficie de l'Allemagne et représentait un volume d'environ 1400 kilomètres cubes (1).

La chute des cendres et des débris avait fait périr 12 000 personnes dans l'île de Sumbava, où se trouve le volcan Temboro ; l'île Lombock, située à plus de 120 kilomètres de distance, fut recouverte d'une couche de cendres de $0^m,60$, qui anéantit toutes les récoltes et 44 000 personnes y moururent de faim. A Bruni, dans l'île de Bornéo, à 140 kilomètres au nord du siège de l'éruption, on compte les années à dater de « la grande chute des cendres ».

Une éruption d'une importance encore plus considérable a eu lieu en 1835 au volcan du Coseguina, dans l'état de Nicaragua : ce volcan, qui n'a que 150 mètres de hauteur, n'en a pas moins projeté une pluie de cendres et de lapilli qui s'est étendue sur un rayon de 1500 kilomètres au moins. Jusqu'à 40 kilomètres de distance, les campagnes étaient couvertes d'une couche de débris épaisse de plus de 5 mètres et représentant, paraît-il, un volume de 3000 kilomètres cubes ().

L'effet immédiat des chutes de cendres sur la végétation est pernicieux, d'autant plus qu'en général elles tombent accompagnées de vapeurs humides et sulfureuses, que l'action de l'air transforme en liquides corrosifs. Mais à la longue le mal se répare et l'herbe des prairies profite des principes utiles, spécialement des alcalis, que les cendres apportent avec elles.

Déluges de boue. — Il n'est guère d'éruptions volcaniques dans lesquelles l'eau ne joue un rôle actif. Les chutes de pluie sont abondantes, parfois aussi les fontes de neige et, du mélange de l'eau avec la cendre, résultent des *déluges de boue*, plus redoutés que les coulées de lave, devant lesquelles on a presque toujours le temps de fuir.

L'éruption du Cotopaxi, en 1877, a donné lieu à des inondations désastreuses (3). Les avalanches d'eau et de neige, mêlées de débris, qui descendaient le long du grand cône, s'engouffrèrent dans les ravins de la base, gorges de 60 mètres de profondeur, à parois verticales, et qui néanmoins ne suffisaient pas à débiter de pareilles masses. Plus bas, dans la région occupée par les cultures, le courant boueux, animé d'une vitesse de 10 mètres par seconde et inondant le pays sur une largeur variable de 1 à 10 kilomètres, emportait tout sur son

(1) Fouqué, *Santorin et ses éruptions*, p. 427.
(2) Fouqué. *loc. cit.*
(3) Wolff, *Neues Jahrbuch*, 1878, p. 113.

Digitized by Google

passage, faisant périr plus de trois cents personnes; encore, l'événement étant survenu vers le milieu de la journée, la plupart des habitants avaient-ils pu se réfugier sur les collines voisines. Des blocs de glace arrachés au cône ont été entraînés par ce torrent jusqu'à plus de 80 kilomètres de la cime.

Le volcan de l'Agua, au Guatemala, n'a jamais vomi que de l'eau. En 1541, il lança dans les airs sa pointe terminale, en déversant sur les campagnes environnantes une telle quantité d'eau, chargée de pierres et de débris, que les habitants durent reconstruire leur capitale au loin.

En Islande, l'éruption de 1861, œuvre de volcans inconnus situés sous l'immense champ de névé du Vatna, fondit une telle quantité de neige que la plaine méridionale de l'île fut entièrement inondée et qu'à plus de 130 kilomètres du rivage des navires anglais eurent à traverser en plein océan un courant d'eau boueuse de 50 kilomètres de largeur (1). En outre, depuis cette époque, l'hydrographie de la région a été complètement changée.

En présence d'effets aussi formidables, l'imagination populaire s'est souvent plu à supposer que ces masses d'eau avaient été vomies directement par le cratère avec la lave. Il paraît cependant que cette intervention directe des eaux intérieures n'est rien moins que prouvée et que, au Cotopaxi en particulier, la fusion d'une petite partie des neiges du cône suffit parfaitement à expliquer les inondations boueuses. Ailleurs, il peut y avoir des lacs ou des réservoirs qui se vident brusquement par suite de fractures ouvertes pendant les éruptions. Tel serait le cas de ces volcans des Andes dont les éruptions boueuses font apparaître des poissons et autres organismes inconnus dans le reste du pays. De même, à Java où le phénomène des torrents de boue est fréquent, M. Junghuhn croit avoir constaté, d'une part que les seuls volcans donnant lieu à des éruptions boueuses sont ceux qui possèdent des cratères-lacs; d'autre part que la masse de la boue rejetée y est proportionnelle à la grandeur des lacs.

Ces éruptions boueuses de Java, sont, du reste, d'une ampleur extraordinaire et d'autant plus remarquables que les laves en fusion y font aujourd'hui défaut. Les paroxysmes volcaniques commencent d'ordinaire par la projection, à des distances considérables, de cendres et de débris; puis apparaissent des torrents d'une boue chaude et acide, qui charrie de gros blocs et, les abandonnant au moindre obstacle, élève sur son parcours une foule de monticules où les pierres trachytiques gisent confusément dans le limon. Lors de l'éruption du Gelung-Gung, en 1822, plusieurs milliers de personnes furent ainsi englouties et plus de dix mille monticules marquent encore le chemin parcouru par le torrent. En 1772, le courant boueux du Pepandajang avait 12 kilomètres de long et sa largeur atteignait par endroits 4 kilomètres.

Si l'eau à l'état liquide n'est pas directement expulsée du foyer intérieur, il n'en est pas moins vrai que, dans les déluges de boue, une part sérieuse doit être

(1) Reclus, *Nouvelle géographie universelle*, IV, p. 908.

Digitized by Google

attribuée aux précipitations atmosphériques abondantes qui accompagnent les éruptions; or ces précipitations elles-mêmes résultent de la condensation de la vapeur d'eau, dégagée en si grande quantité pendant les paroxysmes volcaniques. Aussi, tout en reconnaissant que la transformation de cette vapeur en eau s'est accomplie à l'extérieur et par condensation dans l'atmosphère, doit-il être permis de la considérer comme ayant réellement une origine interne.

Formation de tufs. — La consolidation ultérieure des matériaux d'un déluge boueux, comme aussi celle des couches de cendres dont la chute a été accompagnée de fortes pluies, donnent naissance à des formations grossièrement stratifiées, connues sous le nom de *tufs*, où les empreintes végétales peuvent être très bien conservées. Ainsi les tufs provenant des éruptions boueuses du Cotopaxi contiennent les débris des plantes arrachées à la région des herbes et des forêts, ainsi que des troncs d'arbres et de grands fragments de gazon.

C'est un tuf boueux, aujourd'hui durci, qui, depuis dix-huit siècles, recouvre la cité d'Herculanum d'une couche de 15 à 45 mètres d'épaisseur. Les tufs donnent lieu aux variétés les plus diverses suivant la nature des débris constituants, la quantité d'eau qui les a cimentés et toutes les circonstances de leur chute ainsi que de leur dessiccation. Il y a certains tufs qui ressemblent aux plus beaux marbres.

Dans le massif du Mont-Dor et dans le Cantal, on désigne sous le nom de *cinérites* des tufs à grain très fin, se débitant en minces plaquettes et paraissant formés de cendres feldspathiques agglutinées; les empreintes végétales y sont souvent abondantes.

Des dépôts analogues peuvent aussi se former par la chute des cendres et des lapilli soit sur des lacs, soit sur le fond de la mer. Dans ce dernier cas, il en résulte des *tufs sous-marins*, contenant des coquilles. Ainsi se sont constitués les importants dépôts de tuf ponceux de l'Italie, que des soulèvements postérieurs ont amenés à la surface du sol.

§ 2

ÉMISSIONS DE LAVES

Définition des laves. — Le fait capital d'une éruption volcanique, celui dont les explosions et les projections de vapeurs, de cendres et de débris ne sont en général que les préliminaires, est l'*émission de la lave*.

Observons d'abord que, dans tout ce qui va suivre, le mot de *lave* désignera simplement une roche en fusion. Ce mot n'implique pas une composition déterminée, mais qualifie seulement un état physique, qui peut, suivant la matière à laquelle il s'applique, donner lieu à des produits très différents par leur texture, leur densité, leur aspect et leur composition. Ainsi il peut y avoir des laves légères ou acides, contenant un excès de silice et des laves lourdes ou basiques,

Digitized by Google

toujours plus facilement fusibles que les premières. Les unes et les autres sont caractérisées par la présence constante de matières vitreuses, c'est-à-dire amorphes, associées à des cristaux qui tantôt paraissent préexister dans la lave et tantôt se forment dans l'acte de sa consolidation; car il y a de sérieuses raisons de croire que beaucoup de laves arrivent au jour avec une provision de cristaux tout formés, qui s'écoulent avec la masse liquide en perdant quelquefois, par l'effet de la température, la netteté de leurs arêtes.

Presque toutes les laves sont constituées par des silicates plus ou moins basiques. Ainsi qu'il est naturel de s'y attendre, elles sont, en général, d'autant plus siliceuses que leur sortie a eu lieu à une plus grande hauteur. Au Vésuve la lave du sommet du cratère est riche en alcali; plus bas elle contient des minéraux ferrugineux, tels que le péridot, et sa densité devient plus considérable.

A Ténériffe, les laves supérieures ont une teneur en silice de 58 à 59 °/₀ avec un poids spécifique de 2,35. Plus bas, vers le Portillo, la lave ne contient plus que 52 °/₀ de silice, elle renferme du fer et de la chaux et sa densité est de 2,945. Enfin, au bord de la mer se rencontre la lave de Guimar, véritable basalte avec 47 °/₀ de silice, beaucoup de fer et une densité de 3,01. La Guadeloupe offre également la réunion de trois sortes de laves, depuis celles qui contiennent de 70 à 74 °/₀ de silice jusqu'aux coulées inférieures qui n'en renferment plus que 45 °/₀.

Nous ajouterons que, sur certains volcans, les laves contiennent une proportion d'éléments ferrugineux magnétiques suffisante pour leur permettre d'exercer une action sensible sur l'aiguille aimantée. Ainsi, à la suite de l'éruption de 1865, sur l'Etna, M. Fouqué (1), ayant mesuré la déclinaison magnétique en divers points du champ d'émission des laves, a trouvé des chiffres variant depuis 1 degré jusqu'à 18° 20′ de déclinaison occidentale.

Émissions de laves par fissures. Mode de formation des fentes. — La sortie de la lave a lieu tantôt par-dessus les bords du cratère, tantôt par des fentes ouvertes sur les flancs de la montagne. Le second mode est le plus fréquent, surtout pour les grands volcans; c'est donc celui que nous étudierons en premier lieu.

Pour une cause que nous aurons plus loin l'occasion de rechercher, la lave contenue dans le foyer interne est poussée au dehors. Elle s'élève dans la cheminée du volcan et, lorsqu'elle a rempli une partie du cratère, sa propre pression hydrostatique doit la déterminer à chercher une issue par les fissures de ce cratère, s'il en existe. On se fera une idée de l'effort qui peut être en jeu si l'on réfléchit qu'au Cotopaxi, par exemple, le sommet de la colonne de lave dépasse quelquefois de *six mille mètres* le niveau de la mer, et qu'à l'Etna il y a plus de trois mille mètres de différence entre l'orifice de la cheminée et le niveau de la Méditerranée. Aussi, les cônes volcaniques étant, en général, formés de matériaux peu cohérents, le poids de la lave suffit-il souvent pour y ouvrir des fentes, dans

(1) *Comptes rendus*, LXI, p. 210.

Digitized by Google

lesquelles la masse liquide est injectée. La force des gaz contenus dans la cheminée agit encore efficacement dans le même sens et une succession d'explosions intérieures, se renouvelant pendant plusieurs jours et même pendant plusieurs semaines, ne peut manquer de produire l'effet d'une puissante mine, c'est-à-dire de déchirer le terrain environnant en ouvrant un passage à la coulée.

Les fentes s'ouvrent, tantôt à la base du cône terminal de débris qui coiffe la cheminée, tantôt sensiblement au-dessous de ce cône. Ce dernier cas est de beaucoup le plus fréquent à l'Etna, où sur quatre-vingts éruptions, on en compte soixante pour lesquelles l'émission des laves a eu lieu sur les flancs de la gibbosité servant de support au cône central, à des altitudes variant entre 800 et 2000 mètres.

Mais il arrive quelquefois que le cône terminal se fende tout entier jusqu'au sommet. Ce cas s'est présenté en avril 1872 au Vésuve (1). Le cône était alors partagé en deux, sans être disloqué, par une grande fissure, courant du nord au sud-sud-ouest et mieux marquée, d'ailleurs, sur le versant nord que sur le versant sud.

Il ne faudrait pas croire que ces fentes fussent, en général, des gouffres béants d'une grande largeur. En 1669, la fente ouverte, du nord au sud, sur le flanc de l'Etna, avait deux mètres de large sur vingt kilomètres de long et était accompagnée d'autres fentes plus petites. Dans l'éruption du 26 mai 1879, sur la même montagne, la crevasse donnant issue à la lave était moins une fente qu'une zone large de 100 à 200 mètres, longue de 10 kilomètres et sillonnée d'une quantité de fissures plus ou moins parallèles. Ces fissures, ouvertes, dans le sol gazonné, sur un mètre de largeur au plus, offraient, dans les parties rocheuses, une ouverture béante de 4 à 5 mètres, sans qu'il y eût d'ailleurs de différence de niveau entre les deux lèvres.

Ce qui est remarquable, c'est la tendance des fentes, une fois formées, à se rouvrir lors des éruptions subséquentes. M. Ch. Sainte-Claire Deville (2) a signalé l'importance que prennent, sur chaque volcan, certaines directions de fissures anciennes qu'il appelait, pour ce motif, des *plans éruptifs*. Sur l'Etna, il y a deux de ces directions qui jouent un rôle prédominant : l'une est l'axe central du Val del Bove, par où la lave s'est épanchée en 1852 ; l'autre est la direction de la crevasse par laquelle s'est écoulée la lave en 1865, sur les flancs du Monte Frumento. Ces deux directions font entre elles un angle de 55 degrés. M. Fouqué s'est assuré que l'éruption de 1865 avait réveillé le foyer éruptif de 1852, c'est-à-dire celui du Val del Bove, sur lequel il a pu observer, à cette époque, quelques fumerolles qui n'existaient pas auparavant. Ainsi non seulement les fentes se rouvrent périodiquement pour donner issue à la lave ; mais les divers plans éruptifs s'influencent réciproquement, ce qui se comprend, car il est difficile

(1) H. de Saussure. *Comptes rendus*, LXXV, p. 151.
(2) *Comptes rendus*, LX, p. 1140. — *Ibid.*, p. 1334. — *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XIII et XIV.

Digitized by Google

que le terrain s'ouvre en un point sans que les anciennes lignes de rupture en soient affectées.

De même M. Henri de Saussure (1) a constaté que l'éruption de 1872, au Vésuve, avait le même axe que celle de 1855.

En résumé, dans chaque paroxysme volcanique où l'émission de la lave ne se fait pas par débordement au-dessus du cratère, on peut dire que c'est l'*ouverture* ou la *réouverture de la fente* qui constitue le trait caractéristique de l'éruption.

Appareils adventifs. — Cela posé, dès que la sortie de la lave par la fissure a commencé, l'activité volcanique se partage entre le cratère principal, ou *appareil central*, et la fente, ou *appareil adventif*, suivant les dénominations créées par Ch. Sainte-Claire Deville. Dans l'appareil central, qu'on peut aussi appeler *normal*, ont lieu les projections de vapeurs, de scories et de cendres, formant gerbe et panache.

Quant à la fente, étant parcourue par une lave où le mélange des gaz détermine des mouvements tumultueux, elle devient le siège d'explosions partielles, qui font naître des accumulations de débris, en sorte que son parcours est jalonné par une série de *cônes* ou *cratères adventifs*. M. Fouqué a compté sept cratères de ce genre sur la fente dont l'ouverture a marqué l'éruption de l'Etna en 1865 et plus de dix sur la crevasse qui s'est produite dans l'éruption du même volcan en 1879. Parmi ces dix, deux avaient 200 mètres de diamètre et 80 mètres de profondeur. Le plus remarquable des cratères adventifs de l'Etna est celui des Monti Rossi, produit par l'éruption de 1669 et formant un cône de 324 mètres de hauteur. Au Vésuve, en 1855, M. Palmieri a observé, sur la pente nord du cône, la formation, suivant une même ligne, de douze bouches vomissant de la lave et des blocs. Ce qu'on appelle les *Bocche nuove*, sur la même montagne, consiste en une série de huit cratères adventifs, survenus en 1794, à 300 mètres au-dessous du sommet, sur une fente longue d'un kilomètre.

Épanchement de la lave. — Lorsque l'épanchement de la lave a lieu par des fissures latérales, la nappe liquide commence par s'élancer en forme de jets, animés d'une grande vitesse, jusqu'à ce que son niveau dans la cheminée centrale se soit suffisamment abaissé. En 1794 on a vu la lave du Vésuve projetée en l'air sous la forme d'un jet parabolique. Le même fait a été observé sur l'Etna en 1832.

Ensuite la lave, sous l'action de la pesanteur, descend le long du volcan, comblant les dépressions qu'elle rencontre, s'accumulant derrière les obstacles pour déborder par dessus, comme elle a fait en 1669 pour les murs de Catane, se partageant en bras pour contourner des éminences, en un mot se comportant comme un véritable fleuve de feu.

Coulée de 1865 sur l'Etna. — On peut citer comme type normal de coulée volcanique issue d'une fissure, celle qui se fit jour en 1865 sur le flanc du Monte

(1) *Comptes rendus*, LXXV, p. 151.

Digitized by Google

Frumento, l'un des cônes parasites situés sur le versant oriental de l'Etna (fig. 74). Depuis plus de dix-huit mois, des phénomènes caractéristiques annonçaient le travail intérieur qui s'accomplissait dans la montagne. Dans la nuit du 30 au

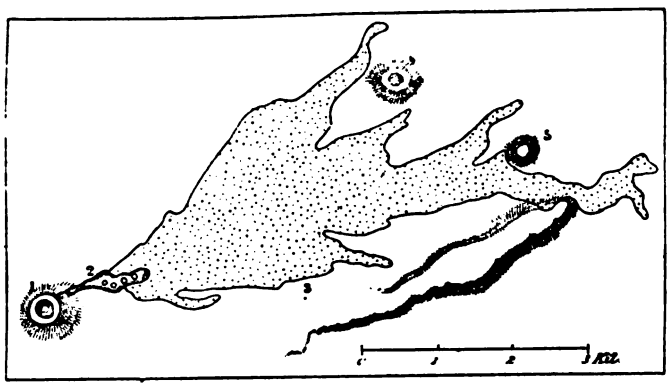

Fig. 74. — Coulée de 1865 sur l'Etna. 1, Monte Frumento; 2, fente et cratères adventifs; 3, bois de la Cerrita; 4, Monte Crisimo; 5, Monte Stornello.

31 janvier 1865, la terre se fendit sur une longueur de deux kilomètres et demi, et sur une verticale de près de 600 mètres, entamant jusqu'aux deux tiers de sa hauteur le cône du Monte Frumento, dans la direction du cratère terminal de l'Etna. Au bout de quelques heures, toute l'activité volcanique, concentrée au pied de la crevasse, y faisait naître six cratères adventifs, qui bientôt atteignaient 100 mètres d'élévation. Peu après le commencement de l'éruption, les deux cratères supérieurs ne rejetaient plus que des pierres et des cendres, tandis que la lave continuait à sortir par les orifices inférieurs. Au bout de deux mois, le premier des deux cônes ne laissait échapper que des fumerolles et sa cheminée était comblée par des débris. Les explosions du deuxième cône étaient devenues intermittentes, mais l'activité demeurait incessante dans les cratères inférieurs, bien que la hauteur de projection des débris ne fût plus que d'une centaine de mètres, alors qu'au début, suivant M. Fouqué, elle avait atteint 1700 ou 1800 mètres.

Le volume de lave rejeté par la crevasse, pendant les six premiers jours, a été évalué à 90 mètres cubes par seconde, cheminant d'abord avec une vitesse de $0^m,10$ dans le même temps, vitesse bien vite abaissée, en raison de l'étalement du courant et des résistances rencontrées, à $0^m,03$ et même $0^m,008$. Le 2 février, le courant principal, large de 300 à 500 mètres, atteignait, à six kilomètres de son point de départ, l'escarpement situé au sud du Monte Stornello, d'où il se précipitait en cascades de feu dans la gorge inférieure, profonde de 50 mètres.

Au milieu du mois de février, la coulée, déjà longue de plus de 10 kilomètres, n'avançait plus qu'avec une grande lenteur, lorsqu'une rupture latérale s'étant produite en amont, au voisinage de la source, un nouveau courant se précipita

Digitized by Google

vers Linguaglossa, détruisant sur son passage des fermes, des pâturages et près de cent ou cent trente mille pieds d'arbres, chênes, pins, châtaigniers ou bouleaux.

Émissions par débordement. Le Vésuve en 1867. — Examinons maintenant le cas où la lave déborde par-dessus le cratère. Même sur les grands volcans, ce fait se produit quelquefois. Ainsi Gemellaro a vu, en 1811, la lave sortir du cratère supérieur de l'Etna. La même chose s'est répétée à plusieurs reprises, notamment lors d'une petite éruption survenue en 1863 (1). Mais, ce qui est plus remarquable, en 1877 on a vu la lave sortir par le pourtour entier du cratère du Cotopaxi, dont l'altitude atteint presque six mille mètres. Le débordement de la lave est assez fréquent au Vésuve, dont l'altitude relativement faible rend plus facile l'ascension de la matière fondue jusqu'au sommet. L'éruption du 12 novembre 1867 a permis de bien connaître les circonstances dans lesquelles ce débordement s'accomplit.

Depuis 1865, le cratère du Vésuve n'avait cessé de se remplir de lave. Sa profondeur, de 60 mètres environ avant cette époque, d'après M. de Verneuil (2), n'était plus, en 1866, que de 30 ou 40. En juin 1867, M. Mauget (3) s'assurait que le cratère était déjà entièrement comblé et que même, en quelques points, le niveau de la croûte solide qui recouvrait la lave dépassait de 4 ou 5 mètres la *Punta del Palo*, point culminant du bord du cratère. Le cratère adventif central, plus élevé de 5 mètres que le sommet du cratère principal, n'avait lui-même que 5 mètres de profondeur, c'est-à-dire que la lave y était au même niveau qu'à l'extérieur.

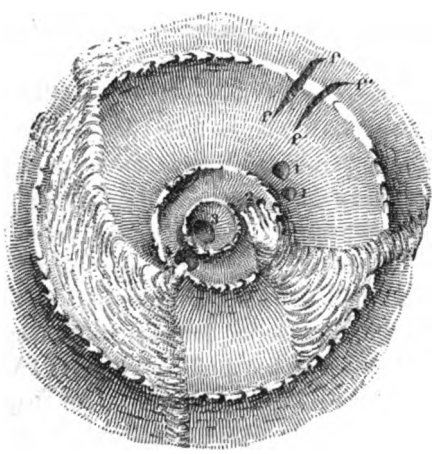

Fig. 75. — Le cratère du Vésuve le 13 novembre 1867 (d'après M. Diego Franco). *ff*, *f'f'*, grandes fissures. — 2, 3, 4, bouches en activité.

L'éruption ayant commencé, le 12 novembre, par une émission de lave sortant de deux bouches 1 (fig. 75), tandis que la bouche centrale de la cheminée projetait des cendres et des *lapilli*, M. Diego Franco n'hésita pas à tenter, le 15 novembre, l'ascension du cône (4), et, à travers une pluie de petites pierres, il put reconnaître que les bouches 1 étaient inactives, mais que la lave sortait en abondance par trois bouches conjuguées en 2 et une autre en 4. Le débordement commençait à se

(1) Fouqué, *Comptes rendus*, LX, p. 1136.
(2) *Comptes rendus*, LXVI, p. 159.
(3) *Ibid.*, p. 898.
(4) *Ibid.*, p. 159.

Digitized by Google

produire par trois points différents du cratère. Le 24 novembre, l'un des courants débordés avait atteint la base du cône et se répandait dans l'Atrio del Cavallo.

Bien que cette éruption n'ait pas entraîné la formation d'une fente dans le grand cône, M. Ch. Sainte-Claire Deville a néanmoins pu faire la remarque que, sur le croquis même de M. Diego Franco, les bouches 1, 2, 4 et l'orifice central 3 s'alignaient assez exactement suivant une même ligne droite. On pourrait donc regarder cette ligne comme la fissure ou *plan éruptif* caractéristique de l'éruption de 1867 et, de cette manière, les émissions de lave par débordement rentreraient dans le type général des manifestations paroxysmales.

C'est aussi par déversement hors du cratère que se font les émissions de lave à l'île de la Réunion. En temps ordinaire, le cratère actif est profond d'environ 150 mètres et son fond, formé de lave solidifiée, laisse échapper en divers points des jets de gaz et de vapeur. Dans les éruptions, la lave, essentiellement vitreuse, se gonfle jusqu'au bord du cratère, s'épanche au dehors et, quand le paroxysme a cessé, retombe en partie dans l'intérieur sous forme de stalactites simulant d'immenses draperies.

Quand la lave déborde par-dessus le cratère, sa surface, au centre de ce dernier, se recouvre d'une croûte sur laquelle les explosions déterminent habituellement la formation d'un petit cône. La masse liquide coule lentement sur les pentes du cratère, affectant, pendant la nuit, l'aspect d'un fleuve de feu et, dans la journée, celui d'une bouillie couleur de miel. Parfois, elle polit par son frottement la surface sur laquelle elle passe; d'autres fois, elle découpe, dans les parois du cratère, une large et profonde entaille.

Coulées discontinues. — La pente extérieure des cônes est souvent trop forte pour que la lave puisse s'y solidifier en nappe régulière, comme elle fait sur les flancs du cône de l'île de la Réunion. Dans ce cas, la coulée se disperse en blocs et en fragments plus ou moins séparés, qu'on retrouve sur les flancs de la montagne en longues bandes ou traînées, déjà très bien décrites par Humboldt à propos du Cotopaxi et de l'Antisana. Cette forme fragmentaire, conséquence de la pente du cône sur lequel la lave est obligée de s'épancher, explique l'erreur de ceux qui ont cru que les volcans des Andes équatoriales ne donnaient pas de coulées. Cette erreur a été rectifiée depuis plusieurs années, et on a reconnu, en outre, qu'au pied des cônes la continuité des coulées se rétablissait, non sous la forme de nappes cohérentes, mais sous celle de monticules de fragments de lave, ayant jusqu'à 1 kilomètre de long, 200 mètres de large et 8 à 10 mètres de hauteur.

Chèires et grottes de scories. — Tandis que certaines laves vitreuses, comme celles de l'île de la Réunion, coulent facilement en longues traînées visqueuses, se solidifiant en replis ondulés, comme des laitiers de hauts-fourneaux, et formant ce qu'on nomme des *laves cordées*, la plupart des laves se refroidissent très vite, du moins à la surface et sur les bords. L'extérieur se couvre de scories, qui forment une croûte flexible, parsemée de fissures à travers les-

Digitized by Google

quelles la roche fondue étincelle, faisant parfois éclater son enveloppe. C'est par suite de ce combat entre la lave et la croûte de scories que cette dernière revêt l'aspect hérissé et déchiqueté, si caractéristique des *sciarre* de l'Etna et des *cheires* d'Auvergne. L'un des plus beaux exemples de ce genre qu'on puisse citer est la surface de la coulée qui, à Cotteuge, occupe le fond de la vallée de la Couze, à moitié chemin entre Besse et Issoire.

Souvent les explosions qui se produisent sont assez fortes pour faire naître, au-dessus de la coulée, des monticules en forme de pains de sucre dont le centre reste creux et peut se transformer ultérieurement en une grotte. C'est justement le cas de la caverne décrite par Bory de Saint-Vincent (1) sous le nom de *Caverne de Rosemond* et située à la base du piton Bory dans l'île de la Réunion. Cette grotte a 18 ou 20 mètres de largeur sur une quarantaine de mètres de longueur. Sa voûte, élevée de 4 ou 5 mètres, était autrefois très régulière; mais elle est aujourd'hui en partie effondrée (2). Les stalactites de lave, longues de $0^m,30$ à $0^m,40$, ont la grosseur du bras. Le massif qui contient cette grotte forme une saillie conique à la surface d'un courant de lave visqueuse; c'est donc une ampoule qui s'est formée, pendant la coulée, sous l'effort des gaz.

Gaines et Tunnels. — En même temps que la surface de la coulée se solidifie, contre les deux parois du canal d'écoulement s'accumulent des débris de scories, qui cheminent avec la lave comme les moraines latérales cheminent avec un glacier. Enfin une consolidation semblable a lieu au contact de la coulée avec la roche sous-jacente. De cette façon, Élie de Beaumont a pu dire que « la lave se meut en quelque sorte dans une *gaine de scories*, qui s'allonge avec le courant ». En outre, le front de la coulée pousse devant lui une ligne de scories, véritable moraine frontale que la lave dissémine au fur et à mesure sur son lit, *pavant ainsi son propre chemin*, comme l'a remarqué Hoffmann.

Il résulte de là que, sur des pentes modérées, la lave liquide est si bien enveloppée dans sa gaine qu'elle peut échapper complètement à l'observation directe. Tel était le cas, notamment, en novembre 1880, pour le grand courant de lave issu du Mauna Loa, dans les îles Sandwich. Ce courant charriait, à sa surface, d'énormes quartiers de rocher, et son front formait une muraille de 5 à 10 mètres de hauteur, cédant constamment sous la pression et se déchirant débris aussitôt recouverts (3).

Lorsqu'un courant de lave chemine ainsi dans sa carapace de scories, le boyau liquide demeure plein aussi longtemps que le foyer souterrain continue à fournir de la lave; mais quand l'écoulement cesse, le niveau baisse, le boyau se vide et, si la carapace est suffisamment résistante, il reste, en définitive, une sorte de *tunnel* où l'on peut pénétrer lorsque le refroidissement est complet. Les tunnels de lave sont très communs aux Açores; quelques-uns ont plus d'un kilomètre de

(1) *Voyage dans les quatre principales îles des mers d'Afrique*, III, p. 59.
(2) Vélain, *Mission à l'île Saint-Paul*, p. 149.
(3) Lettre de M. W. L. Green à M. Daubrée. *Comptes rendus*, XCII, p. 48.

Digitized by Google

long, avec une hauteur et une largeur de plusieurs mètres. Celui d'Angra est haut de 5 à 6 mètres et large de 10. Sa voûte est garnie de stalactites noirâtres, et les parois latérales portent de nombreuses moulures qui marquent les temps d'arrêt subis par la lave dans son mouvement de progression (1). Ces sortes de tunnels ne se rencontrent que dans les laves basaltiques, seules assez fluides pour couler longtemps dans une enveloppe de scories.

Texture celluleuse. Affaissement des coulées. — Un caractère assez général des laves modernes est leur texture celluleuse. Cette texture est le résultat des gaz et des vapeurs que la lave entraîne avec elle, et c'est surtout à la surface qu'elle se produit, le centre demeurant assez compact. Parfois la quantité des gaz emprisonnés est telle que les cavités, lorsque leurs parois sont devenues solides, affectent les dimensions de véritables cavernes. Les parois de ces cavernes sont généralement recouvertes d'un enduit vitrifié.

En 1803, Humboldt observa, dans une coulée récente, des cavités de 2 mètres de longueur sur 1 mètre de hauteur. La grotte des Chèvres, située sur l'Etna, devrait, paraît-il, son origine à un phénomène de ce genre.

Il ne faut pas confondre avec ces cavernes celles qui se produisent parfois, notamment en Islande, quand la nappe de lave vient à s'abaisser au-dessous de la croûte déjà compacte. C'est à la même cause que M. Fouqué (2) attribue certaines cavernes des coulées de lave des Açores et notamment celle de Graciosa, qui a 200 mètres de longueur sur 100 à 120 mètres de largeur et une voûte, d'une seule portée, atteignant au milieu 30 mètres de hauteur. Il est visible que cette cavité provient d'un affaissement survenu dans les bancs profonds de la coulée, alors que les parties supérieures conservaient leur position primitive.

Vitesse et pente des coulées. — La vitesse d'un courant de lave dépend de trois éléments : 1° la liquidité de la coulée; 2° l'importance de la masse; 3° la pente du terrain.

Comme chiffres extrêmes on a constaté les vitesses suivantes : au Mauna Loa, en 1852, 3^m 30 par seconde, soit plus de deux fois la vitesse des grands cours d'eau près de leur embouchure. Au Vésuve, en 1776, 2^m 40 par seconde; en 1855, depuis 2 mètres jusqu'à $0^m,05$ et $0^m,06$ par seconde. La plus grande vitesse qui ait jamais été observée est d'environ 8 mètres.

En revanche, Monticelli a observé, en 1822, une coulée qui, près de Resina, ne parcourait que $1^m,50$ par heure et Dolomieu en cite une autre qui a mis deux années à parcourir 3,800 mètres.

Élie de Beaumont a mis en lumière l'influence que la pente exerce sur la constitution des courants de lave. Dans le voisinage de l'orifice d'écoulement, sur des pentes de 18 à 30 degrés, la vitesse est grande, les scories sont peu nombreuses et très allongées. Dans la partie moyenne du cours, avec des pentes de 2 à 5 degrés, la croûte est dure et épaisse et la lutte qui s'établit entre elle et la lave pro-

(1) Fouqué, *Revue des Deux Mondes*, 1er janvier 1873.
(2) *Santorin et ses éruptions*, p. 450.

Digitized by Google

duit la surface rude, inégale et hérissée des *cheires*. Enfin dans le cours inférieur, par des pentes au-dessous de 2 degrés, la lave se refroidit tranquillement et affecte une surface assez plane.

On a, dans le principe, attaché une grande importance à ces caractères extérieurs, avec la pensée que l'état de la surface d'une ancienne coulée permettait de conjecturer la valeur de la pente sur laquelle elle avait dû s'épancher. Mais ce *criterium* a singulièrement perdu de sa valeur depuis que M. J. Schmidt a vu, en 1855, la lave du Vésuve couler en nappe régulière sur une pente de 30 degrés. Même, d'après Ch. Sainte-Claire-Deville (1), une partie de cette coulée s'était solidifiée sous une inclinaison de plus de 35 degrés, en formant une couche régulière de 1 mètre d'épaisseur sur 40 mètres de long et 15 mètres de large. M. Coan a trouvé au Mauna Loa des nappes qui avaient pris l'état solide sur des pentes de 49, 60 et même 80 degrés. En 1855, il put voir, de ses yeux, la grande coulée s'épancher comme de l'huile sur une pente de 35 degrés. Lyell cite, sur l'Etna, des nappes de lave parfaitement compacte, épaisses de $0^m,50$ à 7 mètres, et dont les plans de stratification, exactement parallèles à ceux des couches de débris entre lesquelles elles sont comprises, ont des inclinaisons de 38 à 40 degrés. On lui doit aussi cette observation que souvent la résistance opposée à la marche d'une coulée par les scories terminales a pû arrêter son mouvement pendant des heures et même des jours, auquel cas la solidification de certaines parties se sera opérée sous une pression hydrostatique suffisante pour leur donner une grande compacité.

Ajoutons que, si les laves ont à la surface une texture scoriacée et celluleuse, elles peuvent, lorsqu'elles s'écoulent en nappes profondes, revêtir une structure prismatique tout à fait comparable à celle des basaltes et résultant d'un refroidissement lent. Cette structure s'observe notamment dans quelques laves modernes de la région volcanique de l'océan Indien.

Température des laves. — La température des laves est toujours très élevée. En 1794, après la destruction de Torre del Greco, on constata que le laiton avait été décomposé, que le cuivre avait cristallisé et que l'argent était ou fondu, ou sublimé en octaèdres, ce qui exige une température d'au moins mille degrés centigrades. Or en ce point, la lave était déjà distante de plus de quatre kilomètres de son orifice de sortie. En 1855, Ch. Sainte-Claire-Deville reconnut qu'un fil de fer plongé dans la lave avait subi un étirement sensible et qu'il s'était formé, aux dépens de son extrémité, une petite masse sphéroïdale.

Cette haute température peut persister très longtemps à l'intérieur des laves, protégées qu'elles sont contre le rayonnement par la faible conductibilité de leur croûte scoriacée. Spallanzani ayant observé une coulée du Vésuve onze mois après sa sortie, put enflammer immédiatement un bâton en l'introduisant dans les fissures de la croûte. Deux ans après l'éruption de 1832, Élie de Beaumont trouva que la lave de l'Etna dégageait une chaleur insupportable. En 1865, M. Mauget

(1) *Bulletin de la Soc. géologique de France*, 2e série, XII, 1075.

Digitized by Google

mesurait une température de 72 degrés tout près de la surface solidifiée de la coulée de 1858. Enfin la lave issue en 1759 du Xorullo, au Mexique, était encore sensiblement chaude au bout de cinquante ans et, vingt et un ans après l'éruption, on allumait facilement un cigare dans ses crevasses.

Faiblesse de l'action calorifique des volcans. — En dépit de cette haute température, c'est un fait très curieux à noter que le peu d'intensité des phénomènes calorifiques de contact auxquels les volcans donnent lieu, même dans leurs périodes de paroxysmes.

Ainsi les coulées de lave se recouvrent promptement d'une couche de scories qui permet à un piéton de cheminer à leur surface, tandis qu'à quelques décimètres de là, subsiste la roche en fusion, à une température de mille ou deux mille degrés. Lorsqu'une coulée rencontre un bois sur son chemin, elle se contente le plus souvent de brûler les feuilles des arbres et plus d'un tronc reste debout, dépouillé de son écorce et imparfaitement calciné. Fréquemment la lave se solidifie si vite autour des arbres, qu'elle conserve l'empreinte des détails de leur écorce et forme ainsi une gaîne solide autour du tronc simplement carbonisé, comme M. Fouqué l'a constaté en 1865 sur l'Etna.

Mais c'est surtout sur les volcans dont la cime est couverte de neige que cette impuissance des phénomènes calorifiques se manifeste. Le Cotopaxi, dont le sommet est à 5943 mètres d'altitude, offre, sur 2000 mètres de hauteur verticale, un cône régulier, incliné de 40 degrés et couvert, dans les périodes de repos, d'un blanc manteau de neige. Quand eut lieu la grande éruption du 26 juin 1877 (1), une pluie de cendres et de pierres fit disparaître en partie, sous une teinte grise, la blancheur du cône neigeux. Bientôt on voyait la lave liquide et incandescente déborder *par le pourtour entier* du cratère et comme, à ce moment, d'énormes torrents de boue descendaient de la montagne, entraînant des blocs de glace et atteignant dans la plaine une vitesse de 10 mètres à la seconde, on put croire que toute la neige avait fondu. Cependant lorsque, plusieurs semaines après, l'abbé Wolff tenta l'ascension du cône, il put constater qu'un dixième seulement de la neige avait disparu. Des ravins permirent de s'assurer que, sur plus de 40 à 50 mètres d'épaisseur, les flancs du cône étaient recouverts de neige ou de glace, alternant avec des assises de cendres et de lapilli ; ces dernières protégeaient la neige, grâce à leur mauvaise conductibilité.

Dans l'Amérique du Sud, le volcan de Chillan, qui, en 1861, fit éruption à travers un glacier, recouvre de ses cendres les couches annuelles de neige, avec lesquelles les débris projetés se stratifient (2).

La même chose se passe à l'Etna. Depuis longtemps Lyell a signalé (3) l'observation, faite par lui en 1828, d'un courant de lave reposant, près de la Casa Inglese, sur un glacier qui, l'été précédent, avait été exploité pour les besoins des habi-

(1) Wolff, *loc. cit.*
(2) Philippi, *Petermann's Mittheilungen*, VII, 1863.
(3) Lyell, *Principes*, trad. française de Ginestou, II, p. 40

Digitized by Google

tants de Catane. Trente ans après il revit cette même glace à l'état solide. Une couche de sable volcanique de trois mètres avait suffi pour la protéger contre la chaleur de la coulée. En 1879, M. Henri de Saussure a encore constaté que la lave de l'Etna s'était répandue par-dessus des champs de neige dont elle n'avait fondu qu'une partie. Il arrivait de rencontrer une épaisse tranche de neige presque immédiatement à côté d'une bouche vomissant des scories, tant le plancher refroidi de la lave constituait une protection efficace contre le rayonnement.

Enfin l'impuissance habituelle des produits volcaniques à fondre les neiges et les glaces voisines est encore plus sensible en Islande, où certains champs de neige dissimulent aux yeux des volcans actifs, qui ne provoquent des inondations que dans leurs périodes de paroxysmes extraordinaires. En 1860, d'après Wallich (1), le cratère de Kutlayaga lançait dans les airs des blocs de lave et des morceaux de glace entremêlés.

Rien ne prouve mieux que ces exemples à quel point les effets calorifiques proprement dits, c'est-à-dire ceux qui s'exercent par conductibilité ou par rayonnement, sans l'intermédiaire de véhicules gazeux ou liquides, sont localisés dans le voisinage immédiat de la source qui les produit.

Dimensions de quelques coulées. — La plus grande coulée qu'on ait observée dans les temps modernes est celle qui, en 1855 et 1856, s'échappa du Mauna Loa. Quelques mois après le commencement de l'éruption, elle avait, avec tous ses détours, près de 100 kilomètres de long, 4800 mètres de largeur moyenne et, en certains points, sa hauteur atteignait 100 mètres. Néanmoins à 16 000 mètres de son origine, on pouvait encore entrevoir la lave bouillante à travers sa croûte de scories. La coulée de 1880, sur le même volcan, avait de 60 à 80 kilomètres.

En 1783, le Skaptar Jökull d'Islande laissa s'épancher trois courants de lave qui, après avoir comblé les inégalités de leur lit dans la montagne, s'épanouirent dans la plaine sous la forme de lacs de lave ayant de 20 à 24 kilomètres de diamètre sur 30 mètres de profondeur. La plus grande de ces coulées avait 81 kilomètres. Une autre atteignait 65 kilomètres.

On a observé à l'île Bourbon, en 1776 et 1787, des coulées dont les volumes respectifs étaient d'environ 68,700,000 et 86,000,000 de mètres cubes, soit, pour la première, un cube de 410 mètres de côté et, pour la seconde, un cube de 440 mètres.

Le courant de lave qui, sorti du Vésuve, détruisit en 1794 le village de Torre del Greco, avait 5700 mètres de long avec un front de 650 mètres de largeur sur 13 mètres de hauteur; son volume a été évalué à 15,600,000 mètres cubes. En y comprenant une branche latérale, dirigée vers Moro, on arrivait à un total de 23,400,000 mètres cubes, soit un cube de 286 mètres de côté.

(1) *North atlantic sea-bed*, in Reclus, *la Terre*, II, p. 661.

Digitized by Google

§ 3

ÉMANATIONS GAZEUSES DES VOLCANS

Fumerolles. Récolte des gaz. — Les manifestations volcaniques ne se bornent pas à la projection de débris et à l'émission de laves; elles se révèlent encore sous un jour particulièrement intéressant lorsqu'on étudie les produits gazeux émis en divers points par le volcan et spécialement ceux qui, sortant sans pression sensible de la lave, de la fissure ou des cratères, donnent naissance à ces petits nuages de fumée qu'on a désignés sur le nom de *fumerolles*.

L'étude de ces fumerolles, commencée en 1846 en Islande par Bunsen, a été surtout développée par Ch. Sainte-Claire Deville (1), qui l'a poursuivie au Vésuve et aux îles Lipari en 1855 et 1861. En 1865, M. Fouqué se livrait, sur l'Etna, au même genre d'observations qui, depuis, n'a cessé d'attirer l'attention des savants.

L'étude des fumerolles est fort difficile. Indépendamment des dangers auxquels l'observateur est exposé, il faut, pour la récolte des gaz, des précautions spéciales. L'un des meilleurs moyens recommandés par Deville est l'emploi d'un tube de verre dont l'extrémité effilée porte un renflement en forme de boule. Après avoir fait le vide dans le tube et fermé sa pointe à la lampe, on l'introduit, aussi profondément que possible, dans le foyer d'émanations gazeuses et on casse la pointe avec une pince. L'appareil une fois rempli, on le retire rapidement et, sur-le-champ, on soude à la lampe la partie effilée comprise entre le tube et le renflement. Tout en réservant les appareils ainsi soudés pour l'étude ultérieure dans le laboratoire, MM. Deville et Fouqué ne négligeaient pas de procéder sur place à une analyse qualitative sommaire, à l'aide d'instruments portatifs.

Quelquefois, pour éviter le mélange de l'air extérieur avec les gaz des fumerolles, on peut chercher à augmenter la pression de ces derniers en mastiquant l'orifice par lequel ils se dégagent.

L'application de ces procédés a permis de reconnaître l'existence de plusieurs classes de fumerolles, dont chacune est caractérisée par la nature et la température des gaz dégagés, ainsi que par la position que les fumerolles correspondantes occupent, à un moment donné, sur l'appareil adventif.

Fumerolles sèches. La première classe est celle des *fumerolles sèches* ou *anhydres*. Leur température est très élevée et dépasse celle de la fusion du zinc (500°). Elles ne se dégagent que de la lave en fusion et sortent, sans aucun tourbillonnement, à l'état de fumées blanches, de la surface de la lave, près du centre de la coulée. Ces fumerolles ont peu d'odeur; elles rougissent le papier de tournesol. Elles sont entièrement sèches; mises dans un mélange réfrigérant à 15°, elles ne déposent pas la moindre gouttelette d'eau.

(1) *Comptes rendus*, XL, p. 1247; XLIII, p. 745.

Digitized by Google

Les fumerolles sèches sont presque uniquement formées de chlorures anhydres, parmis lesquels domine le chlorure de sodium. On a trouvé jusqu'à 94,50 pour 100 de ce chlorure dans les gaz du Vésuve. Avec lui s'observent le chlorure de potassium (dont la proportion pouvait atteindre 16 pour cent dans les fumerolles du Vésuve en 1861) et les chlorures de manganèse, de fer et de cuivre. Ces trois derniers se dégagent non de la lave, mais des petits cônes adventifs voisins et paraissent, selon M. Fouqué (1), constituer une classe de fumerolles intermédiaire entre la catégorie que nous décrivons et celle qui va suivre.

Le chlorure de sodium vient se déposer sur les blocs qui entourent la coulée et forme à leur surface un enduit blanc. Des recherches faites par M. Scacchi ont indiqué aussi la présence du fluor, qui n'apparaît guère qu'au début de l'éruption. De plus, les fumerolles sèches contiennent un peu de sulfates de fer, de potasse et de magnésie.

Leur caractère fondamental est celui d'une émanation gazeuse se produisant par *évaporation superficielle*, à une température qui permet l'existence du chlorure de sodium à l'état de vapeur.

Fumerolles acides. — Les *fumerolles acides*, qui se dégagent sur la crête des moraines latérales, plus loin que les précédentes de la lave en fusion, sont constituées par un mélange d'acide chlorhydrique et d'acide sulfureux avec une énorme quantité de vapeur d'eau. Aussi leur donne-t-on parfois le nom de fumerolles *chlorhydro-sulfureuses*. C'est l'acide sulfureux qui, en raison de son odeur suffocante, leur imprime leur caractère dominant, bien qu'en réalité elles ne contiennent qu'une partie de ce gaz pour dix d'acide chlorhydrique et que ces deux substances réunies soient à la vapeur d'eau dans la proportion de un à mille. La température de ces fumerolles varie de 300° à 400° et d'abondants dépôts de chlorure de fer se forment dans leur voisinage. M. Fouqué les considère comme le produit d'une volatilisation opérée à une température qui ne suffit plus pour entraîner les chlorures alcalins que la lave peut encore contenir.

Fumerolles alcalines, Fumerolles froides, Mofettes. — Les *fumerolles alcalines* ou *ammoniacales* tirent leur caractère essentiel de la présence du chlorhydrate d'ammoniaque; ce corps, décomposé par la volatilisation, dégage de l'ammoniaque libre. M. Fouqué y a également observé le carbonate d'ammoniaque. La vapeur d'eau s'y trouve en quantités énormes et on peut aussi constater la présence de l'hydrogène sulfuré, dont la décomposition donne lieu à des dépôts de soufre. La température de ces fumerolles est voisine de cent degrés.

Les *fumerolles froides* consistent en vapeur d'eau presque pure. Leur température est nettement inférieure à cent degrés. Elles renferment environ 5 °/₀ d'acide carbonique et de l'hydrogène sulfuré qui permet de les désigner sous le nom de fumerolles *sulfhydriques*.

(1) *Comptes rendus*, LX, p. 1189.

Digitized by Google

Les *mofettes* ou émanations d'acide carbonique marquent la fin de l'éruption. Jamais, sur le Vésuve, on ne les a observées au-dessus de 400 mètres d'altitude. Le fait a encore été vérifié en 1872 par M. Palmieri. Elles se concentrent sur le sol, à la surface duquel elles forment une couche de $0^m,30$ à $0^m,60$. Les dégagements de mofettes durent souvent des mois entiers après une éruption du Vésuve.

Toutes les fumerolles contiennent une certaine proportion d'air atmosphérique. On le reconnaît à la présence de l'oxygène et de l'azote libres. Dans les fumerolles sèches, les proportions de ces deux gaz sont sensiblement les mêmes que dans l'air normal. Dans les fumerolles acides, l'azote est en excès relativement à l'oxygène. Les fumerolles alcalines donnent aussi un air pauvre en oxygène et les mofettes ne contiennent que 19,4 de ce gaz pour 80,6 d'azote.

Gaz combustibles des fumerolles. — Mais il est d'autres éléments gazeux qui se font jour dans les éruptions volcaniques et dont la présence offre un intérêt de premier ordre ; nous voulons parler de l'*hydrogène* et des *hydrocarbures*. C'est à Torre del Greco, en 1861, que ces gaz ont été recueillis et étudiés par MM. Deville et Fouqué. La lave ayant coulé *sous la mer*, c'est-à-dire dans des conditions qui rendaient impossible l'oxydation de ses gaz combustibles, on put recueillir ces derniers et constater qu'ils étaient formés par un mélange d'hydrogène et de carbure C^2H^4, dans la proportion de 88,46 %, avec 11,54 % d'acide carbonique.

A mesure qu'on s'éloigne du centre d'éruption, l'hydrogène diminue et l'hydrocarbure augmente. Ainsi l'on trouve :

à 1 mètre du rivage,	1	de C^2H^4	pour	3,07 H
à 15 —	1	—		2,70 H
à 200 —	1	—		2,27 H

A Santorin, en 1876, dans les fumerolles les plus chaudes, M. Fouqué a constaté la présence d'une notable quantité d'hydrogène libre, coexistant dans la lave avec l'oxygène également libre, sans doute en vertu de la haute température des laves, qui produisait la dissociation des éléments de l'eau.

Il est juste de rappeler que la présence des hydrocarbures dans les émanations volcaniques avait été devinée, en raison de l'odeur d'huile minérale qu'elles répandent quelquefois, par de Buch, Ferrara, Poulett-Scrope et Hoffmann. Même, d'après Serrao, Dolomieu et Ferrara, on a vu des morceaux de scories, fraîchement rejetés par le Vésuve, offrir des traces reconnaissables de naphte. Quant à l'hydrogène, Bunsen l'avait signalé, en 1846, dans les solfatares d'Islande.

En 1878 et 1879 on a pu constater que l'éruption de l'Etna avait été précédée, neuf mois à l'avance, par d'abondants dégagements de boues chargées de matières salines avec acide carbonique et hydrogène protocarboné, à des températures variables entre 7° et 33°.

L'existence de gaz combustibles dans les fumerolles rend facile à comprendre celle des flammes volcaniques, dont la réalité a été si souvent contestée. Niées par Spallanzani et par Gay-Lussac, ces flammes ont été vues par La Condamine,

Digitized by Google

Humboldt, Boussingault et Bory de Saint-Vincent. En 1750, Soufflot étant descendu avec un Anglais dans le cratère de l'Etna, ils y virent des flammes bleuâtres, qu'ils comparaient à des feux follets. En 1856 et 1859, Verdet observa au Vésuve des flammes analogues à celles que donne la combustion du cyanogène. Enfin MM. Deville et Fouqué en ont vu au Vésuve, à Santorin et à Vulcano.

Les flammes sont dues à la combustion de l'hydrogène, de l'hydrogène sulfuré et des hydrocarbures qui ont échappé à l'oxydation dans l'intérieur de la cheminée volcanique.

Produits de sublimation. — Aux produits gazeux qui viennent d'être énumérés, il convient d'ajouter un certain nombre de substances qui se déposent après sublimation au voisinage des coulées de lave. Ce sont :

Le *Fer oligiste*, produit par la décomposition du chlorure de fer en présence de la vapeur d'eau. Le dépôt se fait d'abord, sous la forme d'une poussière rouge amorphe, sur les lèvres d'une fissure ; mais si le dégagement de gaz continue longtemps, l'oligiste cristallise et finit par donner des lamelles brillantes comme celles qu'on observe en Auvergne ;

Le *Chlorure de plomb* ou *Cotunnite ;*

L'*Acide borique*, observé au Vésuve, ainsi qu'à Vulcano (îles Lipari) ;

Le *Réalgar* et l'*Orpiment*.

Ainsi que l'a depuis longtemps fait remarquer Élie de Beaumont (1), tous ces produits ont été sublimés dans un véhicule aqueux et non par distillation sèche.

Répartition des fumerolles dans le temps et dans l'espace. Un grand intérêt s'attache à l'étude de la répartition des fumerolles, à la fois dans le temps et dans l'espace. Aussi peut-on dire que la découverte des lois de cette répartition, telles qu'elles ont été établies par Ch. Sainte-Claire Deville, constitue le titre le plus solide de ce savant à l'estime des géologues.

Il convient tout d'abord d'établir une différence entre la *fente* et la *coulée*. La fente ne dégage jamais de fumerolles sèches, mais elle donne successivement toutes les autres. La coulée, une fois sortie de la fente, ne reçoit plus rien de l'intérieur et ne communique plus avec l'appareil central. Donc tout ce qu'elle dégage lui appartient en propre et a dû être amené avec elle. Or à un moment donné, elle présente toute la série des fumerolles, y compris les sèches, se succédant à mesure qu'on s'éloigne du centre d'activité. Toutefois l'hydrogène sulfuré y est peu abondant et l'acide chlorhydrique tend à dominer relativement à l'acide sulfureux. L'acide carbonique y est rare.

Cela posé, si l'on part du point où s'épanche la lave, c'est-à-dire où a lieu le maximum d'activité, et qu'on remonte le long de la fissure, on y observe les diverses fumerolles dans l'ordre qui a été indiqué et qui, par suite, correspond à l'ordre *décroissant* quant à l'activité volcanique.

La même chose s'observe si l'on étudie leur distribution transversalement à la

(1) *Note sur les émanations volcaniques et métallifères*, p. 11. — *Bull. de la Soc. géologique de France*, 2e série, IV, p. 1259.

Digitized by Google

fente principale et M. Fouqué (1) a pu constater en 1865, sur la coulée de l'Etna, l'existence simultanée des trois catégories de fumerolles sèches, acides et alcalines, se succédant, à moins de 50 mètres les unes des autres, depuis le centre de la coulée jusqu'aux bords.

Quant à la succession dans le temps, elle se traduit par la transformation successive des fumerolles sèches en fumerolles acides et de celles-ci en fumerolles ammoniacales, enfin en fumerolles froides.

Seulement, tandis que cette décroissance a lieu le long de la fente, c'est-à-dire dans l'appareil adventif, l'activité se concentre de nouveau dans le cratère central, qui émet environ 90 % de vapeur d'eau, avec acide chlorhydrique et acide sulfureux; en même temps la température de ces émanations s'élève jusqu'à ce que des éboulements, survenus dans le cratère, y restreignent le dégagement des gaz.

Un fait très caractéristique est la localisation des dégagements d'hydrocarbures. A Torre del Greco, on a pu constater que leur siège était à la plus grande distance possible du centre éruptif et qu'ils avaient marqué la fin du paroxysme. Ces dégagements continuaient encore en 1865. Mais l'hydrogène libre en avait disparu (2).

De même, c'est par des émanations d'hydrocarbures, accompagnés d'eau salée, et prolongés durant neuf mois, que s'est annoncée l'éruption survenue en mai 1879 à l'Etna. Pendant toute cette période, ni le cratère principal, ni les cratères secondaires ne donnaient le moindre signe d'activité. Néanmoins les exhalaisons hydrocarbonées se produisaient, à la base méridionale du grand cône, c'est-à-dire très loin de la cheminée centrale, entre Nicolosi et Paterno, par de petits cratères de $0^m,50$ à 1 mètre de diamètre, alignés sur une fente nord-sud et projetant parfois, sur un espace d'un hectare, des fragments des parois.

En se fondant sur ce double exemple, il semble permis de dire que les dégagements d'hydrocarbures marquent le commencement ou le déclin de l'activité volcanique et qu'ils se produisent toujours plus loin de l'appareil volcanique central que les autres émanations gazeuzes.

Maintenant cette localisation des éléments caractéristiques des fumerolles est-elle absolue ? les différents produits apparaissent-ils les uns après les autres en se succédant et un élément nouveau vient-il chaque fois remplacer un élément disparu ? M. Fouqué ne le croit pas et, à la suite de ses études sur l'éruption de Santorin (3), en 1866, il a été amené à penser que les produits des dernières périodes existent déjà dans les fumerolles de la première catégorie, où ils sont seulement plus ou moins masqués par d'autres. De cette manière, c'est plutôt par la disparition de certains éléments que par l'apparition de certains autres que les diverses classes d'émanations gazeuzes devraient être distinguées. Ainsi,

(1) *Comptes rendus*, LX, p. 552.
(2) Ch. Sainte-Claire Deville, *Comptes rendus*, LXII, 1374.
(3) *Santorin et ses éruptions*, Paris, 1879.

Digitized by Google

au début, quand un volcan est en pleine activité, les produits de toutes les périodes se montreraient simultanément : mais les sels de soude et de potasse, n'étant volatils qu'au rouge et, par suite, ne se rencontrant pas dans les gaz des fumerolles moins chaudes que le rouge, permettent de caractériser une première période. Ensuite viendraient les chlorures de fer, l'acide chlorhydrique, l'acide sulfureux qui, manquant aux températures inférieures, serviraient à distinguer une seconde période, bien qu'ils soient accompagnés déjà des produits des dernières phases et ainsi de suite. C'est de cette manière qu'à Santorin on a vu les gaz combustibles, hydrogène et carbure d'hydrogène, se dégager du sein de la lave en fusion, sous la mer, en même temps que les sels de potasse et de soude et tous les produits intermédiaires.

Mais cette remarque, qui ne fait que compléter la série établie par M. Ch. Sainte-Claire Deville, n'enlève rien à la valeur des considérations théoriques auxquelles l'examen de cette série peut conduire et dont la plus importante est la suivante :

Rôle des volcans au point de vue de l'oxydation. — Si nous observons que les diverses classes de fumerolles, telles qu'elles ont été énumérées, peuvent être distinguées les unes des autres, à partir des fumerolles sèches, par leur richesse de plus en plus grande en produits combustibles, hydrogène sulfuré d'abord, produits carbonés ensuite, il paraîtra légitime d'en tirer, avec Deville, la conclusion que voici :

Un volcan est un centre où viennent converger les produits de la combustion de divers composés gazeux. A mesure qu'on s'éloigne de ce centre, on trouve les indices d'une combustion de moins en moins énergique. L'appareil central du volcan fonctionnerait donc comme une gigantesque cheminée d'appel, attirant l'air atmosphérique pour y brûler les gaz combustibles venus de la profondeur. L'appel serait d'autant plus énergique que le point observé serait plus rapproché du centre éruptif et l'époque du dégagement plus voisine du moment du maximum d'activité.

On conçoit que cette conclusion ne soit pas mise en défaut par les observations faites à Santorin; car lorsque les laves se dégagent sous la mer, l'appel d'air extérieur ne peut pas se produire et les gaz combustibles doivent demeurer inaltérés même au voisinage du foyer d'émanation le plus actif.

Fumerolles des volcans équatoriaux. — Les lois de la succession des fumerolles ont été établies à l'aide d'observations faites au Vésuve et vérifiées sur l'Etna, au Stromboli, aux îles Lipari et à Santorin. Il était intéressant de savoir si elles s'appliquaient aussi à d'autres régions volcaniques ou si elles étaient exclusivement caractéristiques du mode d'activité qui prévaut dans le district méditerranéen. Cette vérification demandait surtout à être faite dans la région des Andes; car Humboldt avait affirmé que les volcans de l'Amérique du Sud ne donnaient ni chlore, ni acide chlorhydrique, leurs exhalaisons gazeuzes étant surtout composées d'acide carbonique. Dans les solfatares américaines, Boussin-

Digitized by Google

gault admettait la présence de l'hydrogène, de l'acide sulfureux, de l'acide carbonique, mais pas celle du chlore.

L'éruption survenue en 1877 au Cotopaxi et dont nous avons déjà plus d'une fois parlé, offrit une excellente occasion de savoir si l'assertion de Humboldt était fondée. Déjà, en 1872, alors que, depuis plusieurs années, le volcan était en repos, M. Reiss avait observé, au sommet du cratère, des fumerolles à une température de 68°, contenant de l'acide sulfureux et du chlore. Lorsque, en août 1877, six semaines après l'éruption, M. Wolff fit l'ascension du volcan (1), il sentit, de 4600 à 5000 mètres, une forte odeur d'hydrogène sulfuré et parfois d'acide sulfureux. Mais, dans le voisinage du sommet du cratère, ces deux gaz disparurent entièrement et firent place à d'innombrables fumerolles d'acide chlorhydrique, si actives qu'elles attaquaient les vêtements en leur donnant une couleur rouge de fuchsine. La température de ces émanations variait de 96° à 160° C. A 400 mètres du sommet, M. Wolff crut reconnaître la présence du chlore libre.

En janvier 1878, M. de Thielmann (2), visitant le cratère, dont la neige avait de nouveau envahi toute la hauteur, n'y trouvait plus de traces de chlore, mais seulement des fumerolles de vapeur d'eau et d'hydrogène sulfuré.

Ainsi l'analogie est complète avec la succession, dans le temps et dans l'espace, des fumerolles dégagées par les volcans d'Europe. En même temps que les idées de Deville y trouvent une précieuse confirmation, il en ressort cette conséquence importante, que le phénomène volcanique offre une constance et une uniformité de caractères dont le principe ne peut être cherché que dans une cause tout à fait générale.

Origine probable des éléments des fumerolles. — Si nous laissons de côté le fluor, dont on s'est borné à constater la présence assez fugitive, le chlorure de sodium apparaît comme l'élément initial des produits des fumerolles.

Or Gay-Lussac et Thénard ont montré qu'en soumettant à l'action de la vapeur d'eau, dans un tube chauffé au rouge, un mélange de chlorure de sodium et de silice, on obtenait de l'acide chlorhydrique, avec un silicate de soude. La même expérience, répétée sur un silicate alcalin non saturé, comme il en existe certainement dans les laves, suffirait à expliquer la formation de l'acide chlorhydrique et, par suite, celle des divers chlorures, qui se dégagent principalement entre les fumerolles sèches et les fumerolles acides.

Ces chlorures, à leur tour, au contact de la vapeur d'eau, donneront des oxydes : c'est ainsi que le chlorure de fer produit du fer oligiste.

Le chlorhydrate d'ammoniaque a souvent été regardé comme le produit de la distillation des matières organiques recouvertes par les coulées de lave. Telle est, en particulier, l'origine que Bunsen attribuait à ce sel en Islande. Il avait même calculé qu'un mètre carré de prairie pouvait fournir assez d'ammoniaque

(1) *Neues Jahrbuch*, 1878, *loc cit.*
(2) *Ibid.*, p. 508.

Digitized by Google

pour former 223 grammes de chlorhydrate. Mais la lave ne coule que rarement sur des prairies et, pour le volcan de Vulcano, qui émerge directement du sein de la mer, l'explication est absolument inadmissible. En somme, l'acide chlorhydrique, l'azote et l'hydrogène existent dans toutes les émanations volcaniques; il reste donc à imaginer une réaction capable de les combiner ensemble. Or M. Melssens ayant soumis, dans un tube, du charbon, de l'eau et de l'acide chlorhydrique à un courant d'air et d'hydrogène sulfuré, a obtenu sur le charbon un dépôt de chlorhydrate d'ammoniaque. Dans les volcans, où ce sel est toujours entouré de soufre, une réaction de ce genre a très bien pu se produire.

On sait d'ailleurs que, sous l'influence de l'étincelle électrique, l'azote peut se combiner avec l'hydrogène de l'eau, ce qui explique la fréquence de l'ammoniaque dans les pluies d'orage.

Il convient de rapprocher de ce qui précède une observation faite, en 1879, sur l'Etna par M. Henri de Saussure. Plusieurs fumerolles dégageaient une odeur tout à fait semblable à celle du bois vert calciné, sans qu'il fût possible de l'attribuer, en aucune façon, à la combustion de végétaux; car cette odeur se retrouvait dans les fumerolles émises par les laves bien au-dessus de la limite de la végétation et jusqu'au bord du cratère principal.

Le soufre existe très probablement à l'état d'hydrogène sulfuré, car on n'a jamais vu de vapeurs de soufre sortir directement des volcans.

L'oxydation de cet hydrogène sulfuré produit de l'acide sulfureux et de l'acide sulfurique. Ce dernier donne naissance à des sulfates, sulfates alcalins et magnésiens solubles, sulfate de fer, sulfate de chaux. Quant à la silice des silicates décomposés par l'acide sulfurique, elle est entraînée par les eaux sulfatées et se dépose à l'état d'opale, surtout au début. L'alumine, par réaction avec les sulfates alcalins, donne tantôt de l'alun, tantôt du sous-sulfate insoluble ou alunite. Le kaolin est aussi un produit ordinaire de cette décomposition des silicates.

La présence des hydrocarbures peut s'expliquer par des réactions dépendant uniquement de la chimie minérale. En effet, M. Berthelot a obtenu l'*acétylène* C^4H^2 en faisant passer de l'oxyde de carbone mêlé de vapeurs chlorhydriques sur du siliciure de magnésium chauffé au rouge. On peut aussi obtenir le même corps par l'action de l'étincelle électrique, jaillissant entre deux pointes de charbon dans une atmosphère d'hydrogène.

Quant à l'hydrogène, nous avons vu que son association avec une certaine quantité d'oxygène libre permettait de l'attribuer, en partie du moins, à la dissociation de l'eau sous l'influence d'une température excessive.

§ 4

VARIATIONS DE L'ACTIVITÉ VOLCANIQUE. — VOLCANS PERMANENTS

Variabilité de l'activité volcanique. — Nous avons dit que l'activité volcanique normale comportait une succession de paroxysmes et d'intervalles de

Digitized by Google

repos. Il reste à indiquer la manière dont cette succession s'accomplit. Disons de suite qu'elle ne paraît obéir à aucune loi générale et qu'il y a, pour ainsi dire, autant de modes distincts qu'il y a de volcans, depuis les cratères en activité constante jusqu'à ceux dont aucune manifestation n'a été enregistrée ni par l'histoire ni par la tradition, bien qu'il n'y ait pas de doute possible sur leur identité avec les volcans actuels. Pour ce motif, on ne saurait établir de distinction fondamentale entre les volcans *actifs* et les volcans *éteints*, ceux-ci pouvant se réveiller tout d'un coup après une longue période de repos.

Toutefois, et malgré la continuité des phénomènes géologiques, il est difficile de comprendre dans le cadre de cette étude, uniquement applicable à la manière d'être *actuelle* de la dynamique interne, des régions volcaniques comme celles de l'Eifel, du Mont-Dor et du Cantal ; non seulement l'activité éruptive ne s'y est jamais directement révélée à nous ; mais la stratigraphie fournit la preuve que ses paroxysmes remontent à une époque bien antérieure à la nôtre et, à part quelques manifestations attardées, comme l'éruption du Tartaret, dont il est possible que l'homme ait été le témoin, les volcans de ces districts sommeillent depuis une assez longue suite de siècles pour que les agents atmosphériques aient eu le temps d'effacer la plupart de leurs caractères originels. Nous nous bornerons donc à considérer ceux des volcans dont la tradition a pu enregistrer les paroxysmes.

Succession des phénomènes au Vésuve. — Le Vésuve, antérieurement à l'an 79 de l'ère chrétienne, n'avait donné, de mémoire d'homme, aucun signe d'activité. C'est sur son sommet cratériforme, alors occupé par une vigne sauvage, que Spartacus était venu camper avec dix mille esclaves, et s'il est vrai que Strabon reconnaissait l'action du feu dans les pierres, d'apparence calcinée, qui en couvraient la cime, personne du moins ne soupçonnait la vraie nature de cette montagne. C'est en 79 qu'elle se révéla d'une façon terrible, engloutissant Herculanum et Pompéi sous une pluie de cendres et de boue, et coûtant la vie à un grand nombre d'hommes, parmi lesquels Pline le naturaliste. Depuis cette époque jusqu'au treizième siècle, il y eut presque toujours une grande éruption tous les cent ans; peut-être cette période active doit-elle être étendue jusqu'au quatorzième siècle, car il est question d'un paroxysme en 1306; mais la réalité en a été contestée. Ensuite intervint une période de calme de trois siècles, pendant laquelle le cratère se couvrit de végétation, laissant croître dans son voisinage les chênes et les châtaigniers, tandis que deux sources chaudes témoignaient seules de son état primitif. Les éruptions recommencèrent avec une extrême violence en 1631 et elles n'ont guère discontinué depuis. Vers 1865, cependant, le Vésuve semblait presque réduit à la condition de solfatare, lorsque son activité se réveilla, mais d'une façon assez calme, sans projections violentes et avec ascension progressive de la lave dans le cratère. Cette lave débordait en 1867, assez tranquillement pour que de hardis observateurs, comme M. Diego Franco, pussent se hasarder à aller étudier le phénomène sur les bords mêmes du cra-

Digitized by Google

tère et, pendant quelque temps, on pouvait croire que le Vésuve était entré définitivement dans une phase nouvelle, comportant des éruptions tranquilles par le sommet, sans explosions et sans crevasses du cône. Mais en avril 1872 avait lieu une éruption par fissure et M. de Verneuil (1) constatait qu'il s'était produit une projection de cendres et de lapilli inusitée depuis 1822, en sorte que, malgré une accalmie momentanée, le foyer intérieur n'avait rien perdu de sa puissance.

Quelques résultats généraux peuvent être déduits de cette rapide revue de la manière d'être du Vésuve. La violence des paroxysmes de 79 et de 1631 nous apprend que, en général, l'intensité des éruptions est d'autant plus grande que la période antérieure de repos a été plus longue, ce qui prouve que les gaz dégagés de l'intérieur ont dû s'accumuler peu à peu au point d'acquérir une pression considérable. Ensuite, il suffit de jeter les yeux sur une carte du Vésuve (fig. 76) pour constater qu'il s'est produit, au dix-neuvième siècle, un

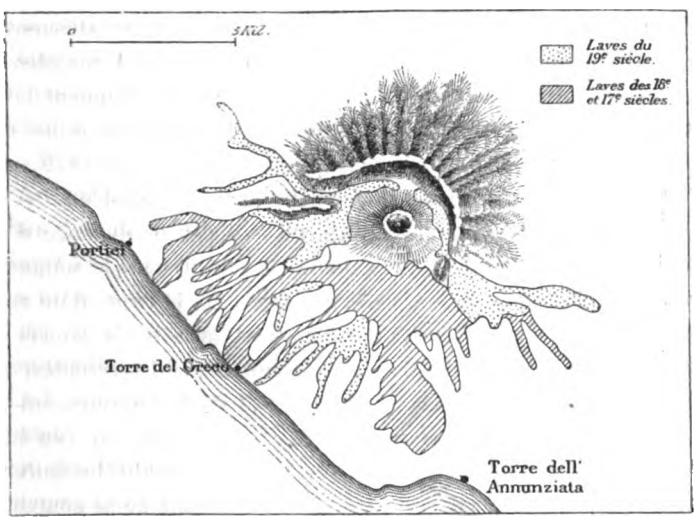

Fig. 76. — Le Vésuve et la Somma.

notable déplacement dans la *direction* de l'activité éruptive. Ce déplacement serait surtout marqué si l'on avait pu figurer à part les laves émises depuis 1855. En effet, à partir de cette époque, les émissions laviques semblent avoir abandonné les pentes se dirigeant vers Pompéi pour se porter de préférence à l'ouest, vers l'Observatoire. Ce fait s'est reproduit successivement en 1855, 1858, 1860, 1867, 1871, 1872. Les coulées tendent à passer entre la pointe de la Somma et l'Observatoire en empruntant le ravin della Vetrana, qu'elles risquent de combler peu à peu en rendant de plus en plus critique la position du poste d'études intrépidement choisi par M. Palmieri.

(1) *Comptes rendus*, LXXIV, p. 1373.

Digitized by Google

Volcans divers. — L'Epomeo, situé dans l'île d'Ischia, s'est reposé pendant dix-sept siècles avant sa dernière éruption de 1302. A Java, le Gelung-Gung n'avait jamais laissé soupçonner le foyer qui bouillonnait dans son voisinage lorsque éclata, en 1822, une éruption aussi formidable qu'inattendue.

La plupart des grands volcans des Andes ont de longues périodes de repos et on en peut citer un, au Mexique, le Ceboruco, dont l'activité s'est révélée pour la première fois en 1870. Presque tous les volcans du Chili sont en ce moment inactifs et souvent leurs cratères, comme ceux de l'Islande, sont envahis par des amas de glace ou de neige, d'où s'échappent parfois des émanations gazeuses. D'autres, au contraire, comme le Cotopaxi, ont des éruptions assez fréquentes et il en est un dans l'Équateur, le Sangay, peut-être le volcan le plus destructeur qu'il y ait au monde, dont l'activité ne s'endort jamais; ainsi, en temps normal, Wisse et Garcia Moreno y ont compté jusqu'à 267 explosions par heure, d'intensité variable et avec projections de cendres et de sable.

L'Etna peut encore être cité au nombre des volcans dont l'activité s'est le plus régulièrement soutenue. Les tufs qui en entourent la base attestent que les éruptions y ont commencé bien avant la période actuelle. A maintes reprises l'histoire a enregistré des paroxysmes dont témoignent suffisamment les innombrables cônes parasites qui jonchent les flancs de la montagne et les éruptions qui se sont produites de nos jours, comme celles de 1865 et de 1879, ont gardé exactement le même caractère que celles qui les avaient précédées.

Volcans en activité constante. Stromboli. — A peu de distance de l'Etna, dans les îles Lipari, se trouve le Stromboli. Ce volcan, dont le sommet atteint 925 mètres d'altitude, est percé, un peu au-dessous de la cime, d'un cratère de 725 mètres de diamètre, où, de mémoire d'homme, la lave n'a jamais cessé de bouillonner. Grâce à des circonstances exceptionnellement favorables, quelques observateurs, notamment Spallanzani, Hoffmann et Poulett-Scrope, ont pu apercevoir le fond du cratère à travers les nuages de vapeur qui s'en échappent sans cesse. On a reconnu que la lave bouillante montait toutes les deux minutes de six mètres pour retomber ensuite. Au point culminant de sa course, la surface se gonflait, des bulles de gaz de plus d'un mètre de diamètre s'en échappaient et projetaient en crevant une pluie de cendres et de scories. Ces oscillations de la lave sont évidemment dues à la vapeur d'eau qui, en s'accumulant dans les profondeurs du foyer, soulève la matière fondue jusqu'à ce que sa pression soit devenue assez forte pour lui permettre de triompher du poids qu'elle supporte. D'après Hoffmann, il y a dans le cratère des ouvertures distinctes, l'une pour les vapeurs sulfureuses, une autre pour les projections de scories incandescentes, une troisième, située plus bas, pour l'émission d'une lave basique analogue à celle de l'Etna. Le sel ammoniac est fréquent parmi les produits sublimés du Stromboli.

La frappante régularité dont ce volcan fait preuve depuis tant de siècles a engagé quelques observateurs et notamment Ch. Sainte-Claire Deville (1), à le

(1) *Comptes rendus*, LXVI, . 677.

Digitized by Google

considérer comme le type d'un mode d'activité auquel on a appliqué l'épithète de *Strombolienne* et dont la caractéristique est l'émission, relativement tranquille, de la lave par le sommet, sans projections violentes. De la sorte, les volcans seraient destinés à traverser successivement la phase explosive, puis la phase strombolienne, pour arriver à la phase *solfatarienne*, qui ne comporte plus que des dégagements gazeux. Mais les alternatives fréquentes que nous avons constatées au Vésuve entre les diverses manières d'être de l'activité volcanique empêchent de considérer cette succession comme un phénomène général et régulier, d'autant plus qu'il existe, notamment à Java, des volcans où aucune manifestation strombolienne ne sépare les explosions les plus violentes de l'état solfatarien. Sans doute l'état de la cheminée volcanique est le facteur principal dans la production du mode strombolien, qui semble exiger une communication constante et bien ouverte entre la surface et le foyer intérieur.

Volcan de Mauna-Loa. Cratère de Kilauea. — Le plus intéressant des volcans caractérisés par la permanence du bouillonnement de la lave est celui de Kilauea, dans les îles Sandwich. Il se compose d'un cratère elliptique ouvert, à 1200 mètres d'altitude, sur le flanc du Mauna-Loa, dont le sommet, à environ 4200 mètres au-dessus du niveau de la mer, est lui-même occupé par le cratère de Moku-a-Weo-Weo. La chaudière de Kilauea, car c'est bien le nom qu'il convient de lui donner, a 4900 mètres de grand axe et 12 kilomètres de tour. Ses parois à peu près verticales dominent de 184 mètres un premier fond au milieu duquel s'ouvre une dépression, à parois également verticales, de 120 mètres de profondeur et c'est au centre de cette dernière dépression que se trouvent des lacs permanents de lave bouillante, dont le plus grand avait 500 mètres en 1840, lors de la visite de M. J. D. Dana, à qui la figure 77 est empruntée. La lave y était constamment agitée de mouvements oscillatoires; on eût dit d'un fleuve qui apparaissait un moment à la surface pour disparaître ensuite. Les projections de scories ne se produisaient que jusqu'à 20 mètres de hauteur et la lave bouillante était recouverte d'écume; l'ascension de la lave se faisait d'ailleurs si tranquillement qu'il semblait douteux que la vapeur d'eau y fût pour quelque chose.

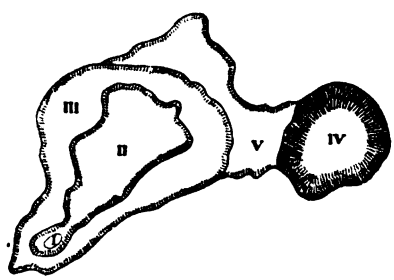

Fig. 77.— Le cratère de Kilauea (d'après J. D. Dana). I, lac de lave; II, seconde dépression; III, première dépression; IV, cratère latéral de Kilaueiki; V, seuil intermédiaire.

Quelquefois une cause inconnue fait monter la lave à Kilauea bien au-dessus des bords du lac. Le grand cratère peut alors se trouver rempli jusqu'à une hauteur de 120 et même de 150 mètres. A ce moment, sans doute sous l'influence de la pression déterminée par l'ascension d'une telle colonne, la lave finit par se frayer une issue au dehors en profitant de cavités souterraines, comme cela est

Digitized by Google

arrivé en 1840 et en 1868. Alors se produisent tous les phénomènes qui accompagnent d'ordinaire la sortie de la lave à l'air libre.

Du reste, en dehors du bouillonnement régulier de la lave à Kilauea, le volcan du Mauna-Loa est sujet à des paroxysmes par suite desquels la lave s'élève jusque dans le cratère culminant, c'est-à-dire à plus de 4000 mètres d'altitude ; alors sa pression devient telle qu'elle trouve généralement une issue par une cavité quelconque à travers les flancs de la montagne. Dans ce cas, elle s'échappe avec une si grande force qu'au début la coulée s'élance dans les airs en formant un jet parabolique. En 1852, un jet de ce genre, issu d'une crevasse située à 1600 mètres au-dessous du cratère culminant, atteignit 100 mètres de hauteur. En 1868, un jet semblable avait 30 mètres de diamètre et s'élevait à 300 mètres de hauteur (1).

Il arrive quelquefois que la lave chemine, au moins sur une partie de son cours, à travers des passages souterrains. Ainsi, en 1840, la lave accumulée dans le grand cratère de Kilauea réussit à s'échapper par un ancien cratère boisé, situé à 10 kilomètres à l'est et à 300 mètres plus bas. Immédiatement le lac de Kilauea se mit à baisser et, en trois semaines, sa surface était descendue de 120 mètres. La coulée, après avoir cheminé quelque temps à l'air libre, reprit sa course souterraine pour apparaître bientôt dans un autre cratère ; de nouveau elle devint invisible pendant plusieurs kilomètres et sortit enfin, à 360 mètres d'altitude et à 43 kilomètres de son point de départ. De là elle employa trois semaines pour parcourir les 20 kilomètres qui la séparaient de la mer. Les différents parcours souterrains de cette coulée étaient jalonnés par d'innombrables fissures émettant de la vapeur.

Le cratère de Kilauea est exposé à de fréquents changements. La figure 78

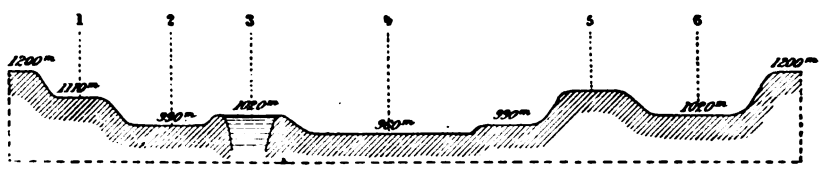

Fig. 78. — Le cratère de Kilauea (d'après M. Birgham). — 1, première dépression ; 2, deuxième dépression, dite *Black ledge* ; 3, lac du Sud, dit Halemaumau) ; 4, fond du cratère ; 5, seuil ; 6, cratère latéral, dit Kilaueiki.

représente la disposition qu'il offrait en 1874, époque de la visite de M. Birgham (2). A la suite de l'éruption de 1868, il s'était fait au fond du cratère un effondrement qui l'avait abaissé de 30 mètres sur 1600 mètres de diamètre (n° 4 sur la figure). De plus, le lac de lave, dit Halemaumau ou lac du sud, avait alors sa surface à 60 mètres au-dessus du fond du cratère, étant retenu à cette hauteur par un bourrelet annulaire, formé peu à peu par le débordement quotidien de la lave. Ce bourrelet, signalé par plusieurs observateurs, paraît très caractéris-

(1) K. Fuchs, *Les Volcans et les tremblements de terre*, p. 271.
(2) *Petermann's Mittheilungen*, 1876, p. 361.

Digitized by Google

tique de la manière d'être de la lave à Kilauea. Enfin le lac était divisé, par un mur transversal de lave solide, en deux bassins dans l'un desquels la surface de la masse liquide se tenait à 3 mètres au-dessus de celle du second.

Immédiatement après l'effondrement de 1868, la lave ayant entièrement disparu du lac, M. Coan avait pu descendre dans la cavité ainsi évacuée et constater qu'elle avait environ 450 mètres de diamètre sur 120 mètres de profondeur. Puis le lac s'était de nouveau rempli et, à force d'élever son bourrelet, avait fini par atteindre presque la hauteur des bords du cratère, lorsque, en avril 1879 (1), il se vida tout d'un coup sans qu'aucun signe précurseur eût fait prévoir cet événement et sans que rien indiquât le chemin par lequel la lave avait pu s'échapper. Pendant plusieurs semaines, les visiteurs désappointés purent croire que c'en était fait désormais du célèbre lac de Kilauea; mais bientôt il revenait à ses proportions normales. Il paraît donc certain que la montagne de Mauna Loa, entièrement formée par des coulées successives de lave, présente dans son intérieur de nombreuses cavités à travers lesquelles la roche fondue finit par se frayer des passages souterrains, toutes les fois que, par son ascension dans le cratère, elle a acquis une pression suffisante. Du reste, d'incessants changements doivent se produire à Kilauea par suite de la fluidité exceptionnelle de la lave, dont la composition est celle du verre noir naturel connu sous le nom d'obsidienne ou plutôt de *tachylyte*.

Cette lave est si parfaitement fluide qu'on la voit parfois s'élancer, par quelque minime ouverture, en jets qui n'ont pas six millimètres de diamètre et qui en retombant se solidifient sous la forme de *larmes laviques*. Le vent, quand il souffle au-dessus du lac, enlève des gouttelettes et les réduit en filaments qui prennent le nom de *cheveux de Pélé* (Pélé est la déesse qui, au dire des naturels, réside dans les profondeurs du volcan).

Grâce à cette fluidité, la lave de Kilauea, quand elle est protégée contre le rayonnement, par exemple dans des cavernes, ne se solidifie pas. A l'air elle se recouvre d'une croûte; mais le bain redevient bientôt assez chaud pour refondre sa couverture et il en résulte des alternatives de fusion et de solidification qui, selon M. Green (2), constituent le jeu normal des lacs de lave de Kilauea.

Or cette masse fluide assez chaude pour refondre ses scories doit, bien souvent aussi, faire reprendre l'état liquide à la lave refroidie qui constitue les parois et le fond du cratère : de là une instabilité qui se traduit par de fréquents effondrements et qui, jointe à l'absence des projections violentes si habituelles sur les autres volcans, donne au foyer des îles Sandwich une place tout à fait à part au milieu des manifestations de l'activité interne du globe.

Volcans de Java. — Parmi les volcans dont l'activité est permanente, il convient encore de ranger le Lamongang et le Sémeru, situés l'un et l'autre dans l'île de Java. Mais, à l'inverse de ce qui se passe à Kilauea, jamais ces volcans

(1) Dr Coan, *American Journal of science*, 3e série, XIX, p. 227.
(2) Lowthian Green, *Vestiges of the molten globe*, p. 31.

Digitized by Google

n'émettent de laves ; leurs éruptions sont sèches et se bornent à des projections de pierres et de cendres, qui se succèdent de quart d'heure en quart d'heure dans le Lamongang, toutes les deux ou trois heures dans le Sémeru. Le Lamongang offre, tout autour de son double cône, de petits bassins remplis d'eau. Il paraît que dans ces derniers temps il a donné issue à un courant boueux charriant des débris de lave (1).

Résumé. — En résumé, lorsque l'on compare entre eux les divers volcans, rien ne semble plus inégal que la répartition, dans le temps, des diverses phases de l'activité éruptive. Invariable en certains points où elle éprouve tout au plus quelques différences d'intensité, cette activité subit ailleurs une évolution des plus rapides. Toutefois il est, à travers cette diversité, certains caractères généraux qui persistent, imprimant au grand phénomène volcanique une incontestable unité. De même qu'un paroxysme comporte, en premier lieu, une explosion violente, suivie de l'émission de la lave, à laquelle succèdent les dégagements ordonnés des fumerolles, de même l'évolution d'un foyer volcanique en décroissance comporte toujours la substitution des émanations gazeuses à l'émission des laves. De plus, ces dégagements suivent la même loi de variation que les fumerolles émises par une seule éruption. Ainsi, dans les Champs Phlégréens, près de Naples, où l'activité volcanique proprement dite n'est endormie que depuis peu, on observe, dans les cratères, d'abondantes fumerolles chlorhydrosulfureuses. De simples solfatares sans acide chlorhydrique, ou des sources d'eau chaude, signalent des volcans plus complètement éteints, comme ceux du Chili et dans le voisinage des foyers depuis longtemps endormis, comme ceux de l'Auvergne et de l'Eifel, on n'observe plus que des mofettes et parfois des dégagements d'hydrocarbures. Il serait prématuré d'insister sur ce point avant d'avoir étudié en détail les phénomènes geysériens; toutefois nous ne pouvions clore cette rapide étude des phases diverses de l'activité volcanique sans signaler la tendance générale qui s'y manifeste partout.

§ 5

VOLCANS MARINS

Dans tous les paragraphes qui précèdent, nous n'avons considéré que les manifestations volcaniques qui s'accomplissent à l'air libre. Mais il en est d'autres qui se produisent au sein même de la masse liquide océanique et dont l'examen est d'autant plus opportun, que quelques-unes d'entre elles, particulièrement bien étudiées dans ces dernières années, appartiennent à une catégorie dont les volcans terrestres nous offrent très peu d'exemples.

Nous commencerons par nous occuper des éruptions dont l'homme a pu être le témoin et qui ont fait surgir des profondeurs de la mer, par une simple accu-

(1) Fuchs, *op. cit.*, p. 243.

Digitized by Google

mulation de produits rejetés, des îles nouvelles, généralement destinées à une prompte disparition.

Apparition de l'île Julia. — En 1831, on vit naître à une quarantaine de kilomètres au sud de Selinonte, en Sicile, entre cette île et celle de Pantellaria, un îlot volcanique, tour à tour appelé île Julia, Ferdinandea et Graham et qui devait disparaître au bout de quelques mois pendant que les gouvernements s'en disputaient la possession. Le phénomène fut annoncé le 28 juin par quelques secousses ; vers le 10 juillet, on voyait s'élever du sein des flots, pendant dix minutes, une véritable montagne d'eau et de fumée, atteignant 25 mètres de hauteur. Quelques jours après la même éruption se renouvelait, mais cette fois la colonne de fumée s'élevait à plus de 500 mètres. Enfin le 18 juillet apparaissait une petite île, de moins de 4 mètres de hauteur, creusée en son milieu d'un cratère d'où s'échappaient de la fumée et des cendres. La mer était couverte de poissons morts et de scories de couleur chocolat.

Le 23 du même mois, Hoffmann trouvait à l'île 250 mètres de diamètre et environ 20 mètres de hauteur, tandis qu'à cette même place les cartes hydrographiques les plus récentes indiquaient encore une profondeur de 200 mètres. La colonne de fumée avait 600 mètres de haut.

Au commencement du mois d'août, la circonférence de l'île atteignait 4800 mètres (1). Mais le 29 septembre, Constant Prévost s'assurait que l'île, uniquement formée par des débris rejetés hors du cratère, ne mesurait plus que 700 mètres de tour. Elle avait encore 33 mètres de hauteur, ce qui, relativement à la profondeur antérieurement constatée, représentait une accumulation verticale de près de 240 mètres. Il était dès lors facile de prédire la prochaine destruction de l'île, et en effet le 28 décembre elle avait disparu.

En juillet 1863 (2), l'île s'est de nouveau montrée et après avoir atteint en quelques semaines une hauteur de 60 ou 80 mètres, elle a disparu comme en 1831, démolie pierre à pierre par l'action des vagues. Du reste, les traditions locales semblent indiquer qu'en ce point l'activité souterraine ou plutôt sous-marine s'était plus d'une fois révélée jusqu'à la surface avant l'apparition de l'île Julia.

Ile Bogoslow. Ile Sabrina. — En 1796 apparut, dans la chaîne des îles Aléoutiennes, près d'Unalaska, l'île Bogoslow, qui, en 1819, avait 7 kilomètres de tour et une hauteur de 750 mètres. En 1832 cette île était réduite à la moitié de sa circonférence primitive et n'avait plus que 450 mètres d'altitude.

L'archipel des Açores a souvent vu surgir, près de l'île San Miguel, un cône temporaire de scories. Ces apparitions, dont chacune ne durait que quelques semaines, ont eu lieu en 1658, en 1691, en 1720 et en 1811 ; à cette dernière époque, l'île ainsi formée, nommée Sabrina, avait 90 mètres de hauteur et un cratère au centre. En 1867, une nouvelle éruption s'est produite devant Terceire,

(1) Lyell, *Principes*, trad. Ginestou, II, p. 703.
(2) Reclus, *La Terre*, I, 703.

Digitized by Google

mais sans atteindre le niveau de la mer, en sorte que M. Fouqué n'a pu observer que les scories flottantes, les gaz rejetés et les flammes brûlant à la surface de la mer. Parmi les gaz, il a reconnu la présence de 16,75 % d'hydrogène protocarboné et de 0,32 % d'hydrogène libre. L'acide carbonique faisait défaut (1).

Tous ces exemples sont instructifs en ce qu'ils montrent avec quelle facilité le choc des vagues a raison d'une accumulation de débris volcaniques. Ce n'est que pendant le paroxysme de l'éruption que l'activité interne peut réussir à édifier un cône de débris au milieu de l'agitation des flots ; mais cet amas de matériaux sans cohésion ne peut avoir qu'une durée éphémère et ses restes, étalés au fond de l'océan, sont destinés à y former des *tufs*, caractérisés par le mélange des éléments volcaniques avec les produits ordinaires de la sédimentation, s'il s'agit de parages où cette dernière puisse s'exercer.

Ile Saint-Paul. — Il n'en est pas de même lorsque les débris volcaniques sont recouverts par des couches de laves et recoupés par des filons de la même matière. Alors l'édifice ainsi consolidé peut résister aux attaques des vagues. Tel est le cas de l'île Saint-Paul, dans l'océan Indien.

Fig. 79. — L'île Saint-Paul (d'après M. Vélain) à l'échelle de $\frac{1}{100\,000}$.

L'île Saint-Paul (fig. 79) est un ancien cratère ébréché, par l'échancrure duquel la mer pénètre librement dans l'intérieur. Le point le plus élevé du bord du cratère est à 272 mètres d'altitude et le fond est à peu près à 50 mètres au-dessous du niveau de la mer, sauf en un point central, où la sonde indique 69 mètres (2). L'étude des parois abruptes de ce cratère montre que, sauf d'insignifiants amas de scories et quelques tufs, l'île tout entière est formée de laves diverses, en coulées régulièrement superposées, inclinées vers l'extérieur de 20 à 30 degrés (fig. 80). Ce volcan, dans ses périodes d'activité, devait donc ressembler

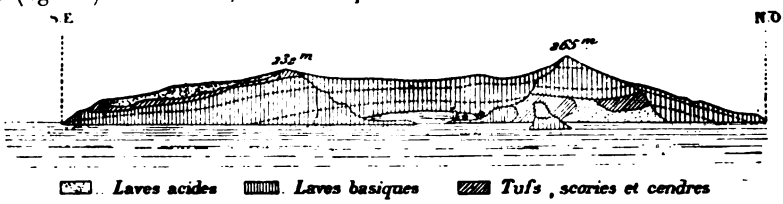

Fig. 80. — L'île Saint-Paul (d'après M. Vélain). — Les lignes ponctuées indiquent les affleurements des couches de laves sur les falaises.

à ceux des îles Sandwich. Bien qu'il soit depuis longtemps éteint, sa constitution, exempte de matériaux détritiques, lui a jusqu'ici permis de résister assez

(1) *Comptes rendus*, LXVI, p. 915.
(2) Vélain, *Mission à l'île Saint-Paul*, Paris, 1879.

Digitized by Google

bien aux attaques des vagues ; néanmoins ce n'est pas à beaucoup près un édifice à toute épreuve. La mer en fait écrouler chaque année quelques parties et si l'activité volcanique ne s'y réveille pas, cet îlot est condamné à disparaître dans un avenir plus ou moins éloigné.

Actuellement le bord le plus haut du cratère forme un ovale voisin d'un cercle, dont le plus grand diamètre est d'environ 1600 mètres. Toute manifestation franchement éruptive y a depuis longtemps cessé et ce n'est plus que par sa forme et par quelques émanations gazeuses, dont il sera question plus loin, que l'île Saint-Paul révèle sa vraie nature.

Santorin. Anciennes éruptions. — Un intérêt tout particulier s'attache aux éruptions qui ont eu lieu à tant de reprises à Santorin, dans l'archipel grec des Cyclades, non seulement à cause de leur caractère en partie sous-marin, mais en raison du mode tout spécial d'activité qu'elles mettent en évidence. Les phénomènes de projection y sont aujourd'hui tout à fait secondaires, tandis que la cheminée invisible amène au jour des masses d'une lave peu fusible, qui sans doute forme au fond du cratère une sorte de noyau massif, se gonflant peu à peu par de nouveaux apports internes. La série des événements qui se sont déroulés à Santorin est d'ailleurs bien connue, grâce aux études approfondies de M. Fouqué (1).

Le groupe volcanique de Santorin représente (fig. 81) un immense cirque, en grande partie immergé, de 11 kilomètres de grand axe sur 7k,5 de petit axe ; sur trois côtés, ce cratère, devenu une baie d'une profondeur moyenne de 300 mètres, a ses parois formées par les falaises verticales de la grande île de Théra ou Santorin, s'élevant à pic jusqu'à 200 et même 400 mètres de hauteur ; en face se dressent, complétant le circuit, l'île de Thérasia et le rocher d'Aspronisi. Sur les falaises apparaissent des bancs horizontaux de lave d'un noir foncé, des couches de scories rougeâtres et des nappes grises de cendres, plongeant le plus souvent vers l'extérieur, mais parfois aussi vers la baie et venant buter, dans la partie sud-est de Théra, contre le massif métamorphique du mont Saint-Élie ; ce massif, haut de 567 mètres, est composé de roches métamorphiques, schistes et calcaires saccharoïdes en couches fortement redressées, comme le sont d'ailleurs toutes les formations anciennes des îles Cyclades. Un tuf ponceux, d'un blanc de neige, parfois épais de 40 à 50 mètres et à la base duquel on a trouvé des fragments

Fig. 81. — Le groupe de Santorin. (Les profondeurs de la mer sont indiquées en mètres.)

(1) *Santorin et ses éruptions*, Paris, 1879.

Digitized by Google

de poteries ainsi que des ruines d'habitations ayant conservé leur verticalité, recouvre uniformément les flancs de ce cratère marin.

En 97 avant Jésus-Christ, on vit surgir, au fond du golfe, une île appelée depuis Palæa Kaméni ou *Ancienne brûlée*. En l'an 46 de notre ère, un nouvel îlot prit naissance, à peu de distance du premier, auquel il fut bientôt réuni par des éruptions ultérieures. Palæa Kaméni s'agrandit encore en 726. Puis, en 1573, Mikra Kaméni surgit au nord-est de Palæa. En 1650, une violente éruption sous-marine, qui pendant trois mois couvrit la terre de ponces flottantes et bouleversa le sol de Théra, détermina, au nord-est de cette île, l'apparition d'un haut fond, recouvert seulement de 10 brasses d'eau. Enfin, de 1707 à 1709, Néa Kaméni ou la Nouvelle brûlée vint prendre place entre Palæa et Mikra. Cette île se composait originairement de deux îlots, l'un de ponce blanche très poreuse à laquelle, selon le P. Gorée, témoin oculaire, adhéraient encore des huîtres vivantes (1), l'autre, petit cratère en éruption d'où s'épanchait une lave noirâtre qui eut bientôt recouvert le premier îlot. Cette lave paraît avoir été longtemps à l'état d'intumescence, car Néa Kaméni s'abaissait parfois d'un côté pour s'élever d'un autre, et des rochers apparaissaient un moment dans la mer à quelque distance. Renouvelée en 1711 et 1712, cette éruption avait fini par produire un cône de 100 mètres d'altitude, incliné de 33 degrés et couronné par un cratère de 80 mètres de diamètre.

En 1848, Forbes put examiner à loisir l'îlot de ponce décrit par le P. Gorée et y recueillir de nombreux mollusques (*Pectunculus*, *Arca*, *Cardita*, *Trochus*) appartenant à des espèces méditerranéennes bien connues, caractéristiques, en général, d'une profondeur de 66 mètres, et dans un état de conservation tel que certainement elles avaient vécu en place sur ce rocher avant son émersion. L'apparition de cet îlot peut donc être attribuée à un boursouflement comme il s'en produit souvent, sous la pression de la masse intérieure, dans la croûte de scories d'un courant de lave. Mais le phénomène est resté purement local, car les autres Kaménis n'ont été en rien affectées par ce soulèvement.

Éruptions modernes. — Tel était l'état des choses et rien ne révélait plus l'activité volcanique de la baie de Santorin, si ce n'est l'existence, dans l'anse de Vulcano, à la pointe sud-est de Néa Kaméni, d'exhalaisons sulfureuses dont on avait profité pour y établir une station thermale. En même temps, les navires venaient dans cette anse pour y nettoyer, par l'action des sels métalliques dissous dans l'eau de la mer, leurs carènes encombrées d'organismes. Tout à coup survint la grande éruption de 1866. Dès le 26 janvier, des secousses de tremblement de terre se firent sentir et, cinq jours après, des bulles de gaz se montraient à la surface de la mer. Au début de février, cette dernière se mit à bouillonner dans l'anse de Vulcano avec dégagement d'hydrogène sulfuré, accompagné de flammes et d'épaisses vapeurs blanches. Le 4 février, apparaissait, sans secousse ni bruit souterrain, un récif qui, à 11 heures du matin,

(1) Lyell, *op. cit.*, p. 86.

Digitized by Google

avait 25 mètres de longueur, 8 mètres de largeur et une dizaine de mètres de hauteur ; à sa surface adhéraient des galets et des coquilles (1). Ce récif, en continuant de s'accroître silencieusement, avec assez de rapidité pour qu'on eût peine à en suivre les transformations, était devenu, le 7 février, selon M. de Cigalla, qui lui donna le nom de Giorgios, en l'honneur du roi Georges, un monticule elliptique de 70 mètres sur 30 mètres, avec environ 20 mètres de hauteur. On avait vu, pendant la nuit précédente, les roches de Néa Kaméni devenir incandescentes, et de grandes flammes rouges sortir de la fente qui en sillonnait le cône. Le 12 février, Giorgios avait cessé d'être une île et était entièrement réuni à Néa. Le lendemain fut signalé par l'apparition d'un rocher à la pointe sud-ouest de Néa. Après quelques alternatives d'émersion et d'immersion, cinq blocs de lave demeurèrent au-dessus de l'eau, formant un îlot auquel les membres de la Commission scientifique d'Athènes donnèrent le nom d'Aphroessa (fig. 82). Au mois de mai, ce rocher, comme celui de Giorgios, était largement soudé à Néa (fig. 83). Dans l'intervalle, le 20 février, de violentes éruptions de

Fig. 82. — Néa-Kaméni en mars 1866 (d'après M. Fouqué).

Fig. 83. — Néa-Kaméni le 1er mai 1866 (d'après M. Fouqué).

pierres et de cendres avaient eu lieu à Giorgios ; mais, le 12 mars, M. Fouqué constatait qu'aucune cavité cratériforme ne s'y était ouverte. Il y avait seulement des fentes allongées du nord au sud, et le cône était formé de blocs empilés en désordre, à travers lesquels se dégageaient de nombreuses fumerolles et qui laissaient parfois apercevoir au-dessous d'eux la lave incandescente. En même temps, un nouveau centre éruptif, l'îlot de Réka, venait d'apparaître à côté d'Aphroessa et le fond de la baie de Santorin s'exhaussait en divers points, entre Néa et Palæa. Au mois de juin, Aphroessa cessa de grandir ; mais les explosions continuèrent avec violence sur Giorgios et, au commencement d'août, le cratère, échancré vers le sud, livrait passage à des torrents de lave, agrandissant toujours le domaine de l'île (fig. 84). Les coulées avaient à peine 1 kilomètre de longueur, mais leur épaisseur atteignait 100 mètres, parfois même 200. Ces éruptions se renouvelèrent en 1867 et 1868 et devinrent ensuite moins fré-

(1) *Association scientifique de France*, Bull. hebdomadaire, n° 40, janvier 1881.

Digitized by Google

quentes, pour cesser complètement le 15 octobre 1870. A ce moment, l'étendue de Néa avait presque quadruplé, et elle n'était plus séparée de Mikra que par

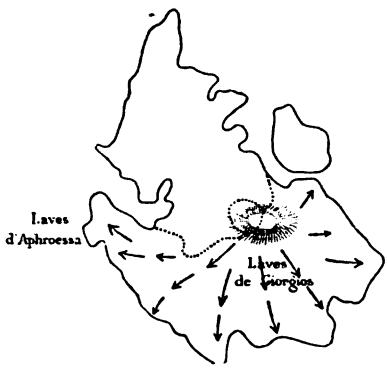

Fig. 84. — Néa-Kaméni en février 1867 (d'après M. Fouqué).

Fig. 85. — Néa-Kaméni en septembre 1870 (d'après M. Fouqué).

un chenal étroit (fig. 85). Mais, cinq ans après, les dégagements de gaz et de vapeurs continuaient encore sur la partie méridionale de Néa.

Caractère des éruptions de Santorin. — Les éruptions de la baie de Santorin offrent ce caractère particulier que la formation d'un cratère y est tardive et correspond, en général, à une seconde phase d'activité. Dans la première, la lave, poussée par la force élastique des fluides intérieurs, sort en s'élevant comme une vaste ampoule; ce n'est que plus tard qu'une explosion s'y produit, rejetant des débris à droite et à gauche et faisant naître une cavité cratériforme. Ainsi se sont passées les choses aussi bien à la naissance du cône de Néa Kaméni que lors de la formation de celui de Giorgios. De plus, les laves de l'Archipel grec sont beaucoup plus siliceuses et moins ferrugineuses que celles de l'Etna ou du Vésuve et, fait remarquable, leur composition n'a pas changé depuis des temps bien antérieurs à l'époque historique. Il est probable qu'un même foyer de lave siliceuse existe sous cet archipel, et que la résistance offerte par cette masse visqueuse à l'expansion des gaz intérieurs est la cause de ce mode spécial d'éruption, caractérisé par un état d'*intumescence* précédant les manifestations explosives.

Du reste, selon la remarque de M. Fouqué, les centres d'éruption, à Santorin comme ailleurs, sont alignés suivant des fissures. Ainsi Giorgios, Aphroessa et l'îlot voisin de Réka, les trois principaux centres de l'éruption de 1866, sont situés sur une même fente rectiligne, dont ils ne sont que des points singuliers et, dans l'intervalle qui les sépare, le sol est profondément labouré et déchiré suivant la même direction.

Dégagements gazeux. — Les gaz dégagés pendant la dernière éruption de

Digitized by Google

Santorin ont beaucoup varié suivant les périodes. Au début, quand les laves dépassaient à peine le niveau de la mer, M. Fouqué a pu recueillir, à travers cette eau, des mélanges gazeux très riches en éléments combustibles et contenant jusqu'à 30 % d'hydrogène libre; ce dernier était d'autant plus abondant que les laves étaient plus chaudes. Un peu plus loin, on obtenait du gaz des marais et de l'hydrogène sulfuré; ces produits combustibles, quand ils arrivaient à l'air, à travers les blocs incandescents, y donnaient de véritables flammes. Plus tard, leur combustion ayant lieu dans la profondeur, à l'abri des regards des observateurs, la vapeur d'eau et l'acide carbonique abondaient avec l'acide chlorhydrique et l'acide sulfureux. Il est remarquable qu'avec l'hydrogène libre on rencontrait aussi quelquefois de l'oxygène non combiné, comme si ces deux éléments provenaient d'une dissociation de l'eau, opérée à la faveur de la haute température des laves. Notons aussi que M. Fouqué n'a observé aucune fumerolle sèche, et que le chlorhydrate d'ammoniaque lui a paru faire à peu près défaut à Santorin.

En résumé, il n'est pas douteux que les laves en fusion pâteuse de Santorin n'aient entraîné, jusqu'à plus de cent mètres de leurs points d'émergence, des gaz combustibles primitivement emprisonnés dans leur masse. Ainsi se trouve confirmée, une fois de plus, la conception de Ch. Sainte-Claire-Deville, assimilant les volcans à des cheminées d'appel où les éléments combustibles du foyer interne viennent se brûler au contact de l'oxygène atmosphérique. Cette combustion ne s'accomplit, dans les éruptions sous-marines, que quand les laves ont dépassé le niveau de l'eau qui les protégeait contre l'oxydation.

CHAPITRE II

GENÈSE DES VOLCANS

§ 1

FORMATION DES MONTAGNES VOLCANIQUES ET DES CRATÈRES

Forme conique des volcans. Cônes de lave. — Les détails que nous avons donnés, dans les précédents chapitres, sur les divers modes de manifestation de l'activité éruptive, permettent de comprendre la très grande variété des formes que peuvent affecter les montagnes volcaniques. Nous savons que deux sortes de matériaux contribuent à leur formation, les laves et les débris rejetés. Les premières coulent en général suivant des inclinaisons modérées; les débris s'accumulent en talus d'éboulement, plus ou moins inclinés en raison de la

Digitized by Google

grosseur et de la cohésion des fragments. Dès lors l'aspect extérieur d'une montagne volcanique sera toujours celui d'un cône, mais dont la roideur et la régularité dépendront de la proportion suivant laquelle les deux sortes d'éléments y sont associés.

Un très petit nombre de volcans sont exclusivement constitués par des laves; on ne peut guère citer dans ce genre que les deux volcans jumeaux des îles Sandwich, le Mauna Loa et le Mauna Kea, dont la hauteur est comprise entre 4200 et 4300 mètres. Ces *cônes de lave*, si tant est que cette dénomination puisse convenir à des montagnes aussi plates, ont une pente moyenne de 6 à 8 degrés, capable de s'abaisser jusqu'à 3. Ce n'est pas qu'il n'y ait des laves assez visqueuses pour pouvoir couler aisément sur des pentes de 20, 30 degrés et même plus. Mais les cônes exclusivement formés de lave se tiennent plutôt dans

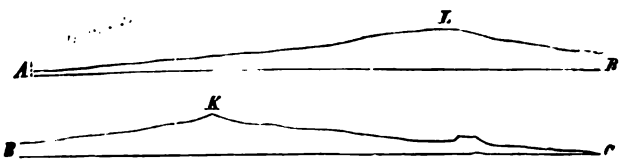

Fig. 86. — Profil du volcan des îles Sandwich (d'après Dana). L, Mauna Loa. K, Mauna Kea.

les limites de pente indiquées. La figure 86 représente le profil des deux montagnes dont il vient d'être question.

Cônes de débris. — Les matériaux solides qui, dans les périodes d'explosions, ont été lancés verticalement par la cheminée d'un volcan forment, autour de l'orifice de la cheminée, des *cônes de débris*. Les matériaux de ces cônes sont des blocs de lave, des scories, des bombes volcaniques, des petites pierres ou *lapilli* et des cendres. Leur enchevêtrement donne naissance à des masses plus ou moins instables, dont la pente est ordinairement comprise entre 35 et 45 degrés (fig. 87). Les cônes de débris affectent une stratification assez grossière, résultant de ce que les chutes de blocs alternent ordinairement avec celles de matériaux plus fins. De tous les cônes de débris, le plus remarquable, par sa régularité comme par ses dimensions, paraît être celui du Cotopaxi. Tronqué à son sommet par la large ouverture du cratère et revêtu, en temps ordinaire, d'un blanc manteau de neige, il affecte, sur 2000 mètres de hauteur, un profil d'une netteté géométrique, limité par deux lignes droites inclinées à 40 degrés sur l'horizon. Le Stromboli, bien qu'il ne s'élève qu'à 800 mètres, est un cône de débris d'une grande beauté. Les cônes de la partie orientale de Java ont tous une majesté particulière à cause de leur grande hauteur, variable de 3000 à 3600 mètres et de leur isolement au milieu de plaines qui n'atteignent pas 100 mètres d'altitude. En outre, ceux d'entre eux qui ont depuis longtemps cessé d'être en activité, par exemple le Sumbing, offrent, dans leur physionomie

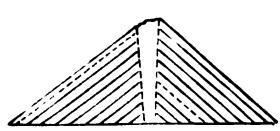

Fig. 87. — Coupe d'un cône de débris (île de l'Assomption).

Digitized by Google

extérieure, un trait caractéristique. Leur surface est parcourue par de nombreux sillons, d'une régularité si parfaite qu'avec les saillies qui les séparent le volcan ressemble à un édifice gothique, appuyé sur d'énormes contreforts (1). Ces sillons sont l'œuvre des pluies qui, dans les régions tropicales, n'ont pas de peine à entraîner les matériaux meubles des cônes de débris, en y faisant naître des ravins, s'élargissant peu à peu jusqu'à la base du cône et atteignant souvent jusqu'à 200 mètres de profondeur. Cet effet ne se produit pas sur les volcans actifs, parce que les matériaux rejetés viennent combler, au fur et à mesure, les ravinements que les pluies ont pu creuser.

Les couches successives dont sont formés les cônes de débris présentent souvent une double pente, à l'intérieur, vers l'orifice de la cheminée, à l'extérieur vers la base de la montagne (fig. 88). Cette disposition est facile à comprendre, la partie intérieure à contre-pente étant constituée par les matériaux qui, après chaque explosion, sont retombés dans la cheminée et par ceux qui résultent de l'éboulement continuel de ses parois, lesquelles, ouvertes au milieu des cônes eux-mêmes, sont nécessairement très instables. La couleur des cônes de débris non recouverts par la végétation est le rouge, par suite de l'oxydation du fer qu'ils contiennent; la végétation transforme cette teinte en brun noirâtre.

Fig. 88. — Cône de débris à double pente.

Les cônes de débris se forment souvent avec une très grande rapidité. En 1669, un cône parasite de scories, de 250 mètres de hauteur, s'éleva en trois mois sur le flanc de l'Etna. En 1874, sur la même montagne, on vit se former en quelques heures un cône principal et 35 cônes secondaires, dont un atteignait 25 mètres de hauteur. On estime à 1 351 000 mètres cubes le volume des matériaux rejetés pendant cette très courte éruption. Quelques jours avaient suffi, en 1865, pour que les cônes secondaires nés au pied de la crevasse du Frumento atteignissent 100 mètres de hauteur.

Quand les cendres dominent parmi les produits rejetés, l'inclinaison des couches est d'environ 40 degrés. Les *cônes de cendres* sont généralement assez pointus et leur talus s'allonge davantage dans la direction opposée à celle d'où vient le vent dominant. Les cendres soustraites à l'action atmosphérique sont noires : mais elles rougissent à l'air libre.

Cônes de tufs. — Enfin il y a aussi des *cônes de tufs*, ou plutôt des nappes coniques de tufs, qui se forment par la consolidation de matières boueuses; tantôt ce sont des mélanges de pierres et de débris, qui ont fait éruption avec des torrents d'eau chaude; tantôt ce sont des cendres, dont la chute a été accompagnée de pluies abondantes et de dégagements de vapeur d'eau. Les matériaux y sont disposés en couches, dont l'inclinaison se tient entre 15 et

(1) Boscowitz in Reclus, *La Terre*, II. p. 643.

Digitized by Google

30 degrés : leur couleur dominante est le brun jaunâtre, à cause de la part que l'eau a prise à l'oxydation des éléments ferrugineux.

Cônes mixtes. — Les débris et les cendres, soit séparément, soit associés ensemble, constituent la plupart des cônes adventifs qui naissent sur les fissures dans les éruptions latérales des grands volcans. Quant au cône terminal, il est généralement formé de débris, les cendres ayant été projetées au loin en raison de la force exceptionnelle des explosions dans la cheminée centrale. Les laves, le plus souvent issues de crevasses sur les flancs de la montagne, forment, par leur juxtaposition bien des fois répétée, un cône plat irrégulier, sur lequel le cône terminal se dresse avec un profil plus accentué. Enfin, au pied de la zone des laves s'étend celle des tufs, entraînés plus loin en vertu de leur liquidité. D'après M. de Hochstetter, le volcan de Rangitoto, dans la Nouvelle-Zélande, réalise cette disposition avec une régularité remarquable (fig. 89).

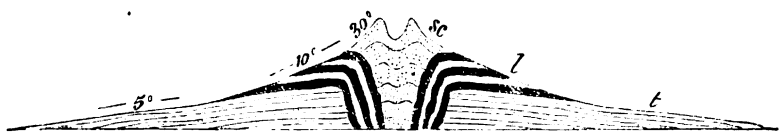

Fig. 89. — Volcan de Rangitoto (Nouvelle-Zélande), d'après M. de Hochstetter. *t*, tufs; *l*, laves; *sc*, scories et cendres.

Très souvent les cônes de débris abondent en filons et en massifs de laves, injectés à travers leurs fissures. Cette disposition, qu'on observe à l'Etna dans une notable partie du grand cône qui porte le cratère terminal, a pour effet de donner aux amas de débris une solidité exceptionnelle, en même temps qu'elle amoindrit leur pente par le mélange des coulées de lave. De là résulte le profil particulier de l'Etna (fig. 90), qui n'offre qu'une pente moyenne de 10 degrés,

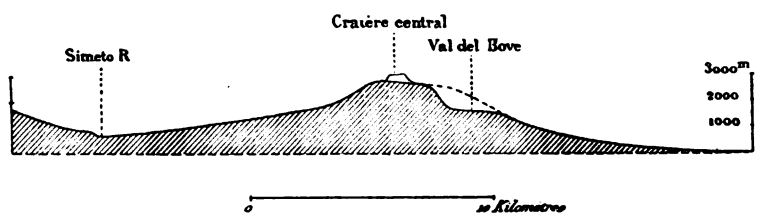

Fig. 90. — Profil de l'Etna, de l'ouest à l'est, montrant la gibbosité centrale et l'échancrure du Val del Bove.

se décomposant en plusieurs éléments distincts. A la base s'étend une sorte de terre-plein bombé, d'une inclinaison de 2 ou 3 degrés, portant un cône surbaissé, de 7 à 8 degrés d'inclinaison, qui forme ce qu'on appelle les talus latéraux de l'Etna. Ces talus aboutissent, à 2000 mètres d'altitude, à la *gibbosité centrale*, comme l'appelait Élie de Beaumont, ou *Mongibello* des Siciliens, protubérance en forme de bosse, avec des talus d'environ 32 degrés, que couronne, à 2990 mètres d'altitude, la petite plate-forme inclinée dite *Piano del*

Digitized by Google

Lago. Enfin sur cette plate-forme s'élève le cône terminal, haut de 315 mètres et creusé à son sommet du cratère; son inclinaison est aussi de 32 degrés. Tandis que ce dernier est uniquement composé de matériaux meubles, la gibbosité centrale offre un mélange intime de couches de débris et de coulées ou filons de laves, injectés peu à peu dans une masse qui, dans l'origine, consistait en blocs et lapilli rejetés par la cheminée centrale; quant aux talus latéraux, leur surface est principalement formée par les coulées successives issues des fentes latérales du grand cône.

Dimension des cônes volcaniques. —Les cônes volcaniques peuvent offrir les dimensions les plus diverses, depuis celles des petits cônes adventifs de l'Etna et du Vésuve jusqu'aux proportions colossales du premier de ces deux volcans, qui élève à plus de 3300 mètres dans les airs sa masse entièrement formée de produits volcaniques. Dans les régions polaires, le mont Erèbe a 3900^{m}. Mais le volcan actif le plus haut de tout le globe paraît être le Klioutschevskoï (ou Klioutschevskaia-Sopka) du Kamtschatka, dont la cime atteint presque 5000 mètres (1), tandis que sa base n'a pas moins de 330 kilomètres de circuit. Il est vrai que le Cotopaxi dépasse 5900^{m} et que le sommet du Gualatieri, en Bolivie, s'élève à 6700^{m}; mais ces volcans ont leurs bases situées à des altitudes de 2000 ou 3000 mètres, de telle sorte que le cône volcanique proprement dit y est inférieur à celui du Kamtschatka.

Il est bon d'ajouter que la hauteur d'un volcan actif est susceptible de varier avec l'époque où on l'observe, le cône pouvant être tantôt accru, tantôt en partie démantelé par les éruptions qui s'y produisent. Ainsi le Vésuve n'atteignait en 1749 que 1014 mètres. En 1822, sa cime était parvenue à 1242^{m}, pour redescendre à 1181^{m} en 1832 et remonter à 1202^{m} en 1845. En novembre 1867, grâce à la formation, au centre du cratère, d'un cône adventif de 67 mètres de hauteur, l'altitude du sommet du Vésuve était portée à 1296^{m} (2) et un an après elle était encore de 1289^{m}. Dans ces dernières années elle s'est abaissée à 1250. De même l'Etna avait 3360^{m} en 1819 et 3302^{m} seulement en 1854; aujourd'hui sa cime est à 3313^{m} (3).

Cratères. —Le *cratère* d'un volcan est l'ouverture, en forme de coupe ou d'entonnoir, par laquelle débouche la cheminée d'éruption. La forme du cratère résulte en général des explosions qui ne cessent de se produire à l'orifice de la cheminée et qui, au milieu d'un amas de scories et de cendres, ne peuvent manquer de faire naître une cavité en entonnoir. Le plus souvent le cratère d'un volcan est central; mais il peut quelquefois, comme au Stromboli, s'ouvrir sur le flanc du cône, à quelque distance du sommet, ou encore deux cratères d'égale importance peuvent se partager l'activité d'un même volcan. D'ailleurs, chacun des cônes parasites d'une éruption par fissure est lui-même percé d'un cratère, et

(1) K. Fuchs, *Les Volcans et les tremblements de terre*, Paris, 1878, p. 10, donne 5014; mais Reclus indique seulement 4804.
(2) De Verneuil, *Comptes rendus*, LXVIII, p. 1309.
(3) K. Rosenbusch, *Neues Jahrbuch*, 1880, p. 390.

Digitized by Google

c'est ainsi que l'on peut compter au Vésuve trente et, à l'Etna, sept cents cratères adventifs.

Parmi les grands cratères des volcans actifs, on doit mentionner celui du Popocatepetl, qui a 1600 mètres de grand axe et 325 mètres de profondeur et celui du Pichincha, auquel Humboldt attribue le même diamètre, avec une profondeur de 488 mètres.

Le cratère de Vulcano, dans les îles Lipari, a 550 mètres de diamètre au sommet et 180 mètres au fond. Ses parois, qui atteignent tantôt 120, tantôt 180 mètres de hauteur, sont verticales près de la base et, plus haut, affectées d'un plongement de 45°. Il est presque entièrement composé de débris, souvent bien stratifiés et à double pente (1). Enfin ce cratère n'occupe pas exactement le sommet de la montagne.

Le cratère proprement dit du Vésuve s'ouvre au sommet du cône de cendres et de débris qui forme le volcan actif et dont la pente extérieure est d'environ 33 degrés. L'ouverture du cratère, assez exactement circulaire, avait, antérieurement à 1865, 700 mètres de diamètre. Ses parois étaient constituées, sur les trois quarts de sa circonférence, par des falaises verticales ouvertes dans le cône de cendres. C'est au nord-ouest que le bord du cratère atteignait sa plus grande altitude, marquée par la Punta del Palo.

Le fond du cratère, à 60 ou 70 mètres au-dessous du bord, consistait en une plaine presque horizontale, couverte d'accumulations irrégulières de blocs, de scories et de cendres, traversée par des fentes dégageant de la vapeur et au milieu de laquelle débouchait l'ouverture très variable de la cheminée ; cette ouverture, constamment modifiée par les éruptions est tantôt un cône en relief, tantôt un entonnoir.

Variabilité des cratères de débris. — Rien n'est plus variable que la forme des cratères de débris; celui du Vésuve se modifie à chaque éruption. Tantôt le cône terminal est tout à fait régulier; tantôt il est découpé par des brèches en pyramides distinctes. Quelquefois le cratère est simple et percé au fond de trous où bouillonne la lave (voir fig. 75) ; d'autres fois il sert simplement d'enceinte à un cône puissant qui s'emboîte dans le premier et le dépasse en hauteur, comme en 1867. Nous avons vu qu'à cette époque il n'existait pour ainsi dire plus de cavité cratériforme. Elle s'est reconstituée depuis, à la suite des projections violentes de 1872 et, en 1878, le cratère, interrompu par une profonde échancrure sur son versant nord, avait environ 300 mètres de diamètre et la lave s'y tenait à une centaine de mètres du bord, portant, sur les scories de sa surface, deux cônes temporaires (2).

Le cratère terminal de l'Etna est très insignifiant, comparé aux dimensions gigantesques de la montagne ; il avait à peine 300 mètres de diamètre en 1865 et sa profondeur n'était que de 40 mètres : au fond s'ouvrait la cheminée, sous la

(1) Judd. *Geol. Magazine*, 1875, p. 111.
(2) Durier, *Annuaire du club alpin-français*, 1878, p. 427.

Digitized by Google

forme d'un puits noir d'une dizaine de mètres de largeur (1). Du reste ce cratère change de forme à chaque éruption; naguère il était double et ses deux orifices fumaient à la fois. De temps en temps un cône d'éruption s'élève au-dessus de la cheminée. Tantôt le cratère est rempli de lave, tantôt il est occupé par la glace. Enfin, quatre fois dans l'espace de sept siècles, de violentes explosions ont réduit en poudre tout le cratère, que les éruptions subséquentes ont peu à peu reconstruit.

Cratères ébréchés. — Il est rare que les cratères justifient complètement par leur parfaite régularité le nom qui leur a été donné sous prétexte de la ressemblance que présente leur forme avec celle d'une coupe. Leurs bords sont plus ou moins irréguliers et souvent échancrés par une déchirure, qui leur donne une forme de fer à cheval. Ces cratères *ébréchés* ou *égueulés*, comme on les appelle quelquefois, se produisent lorsque la lave se déverse par leur bord au lieu de s'ouvrir un chemin à l'aide de fentes sur les flancs du cône. C'est ce qu'on

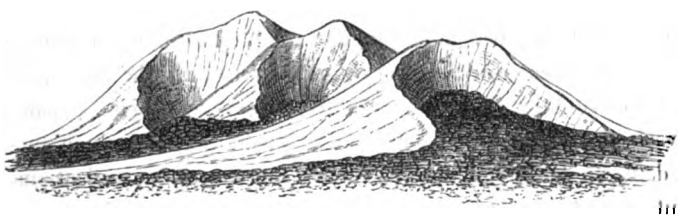

Fig. 91. — Cratères ébréchés des Puys Noir, de Lassolas et de la Vache, en Auvergne.

observe à l'île d'Ischia et dans beaucoup de volcans éteints d'Auvergne (fig. 91).

Cratères de laves. — A côté des cratères de débris, il en est d'autres dont les parois sont surtout formées par des laves et qui, pour cette raison, constituent des édifices beaucoup plus stables, surtout lorsque les éruptions ne sont

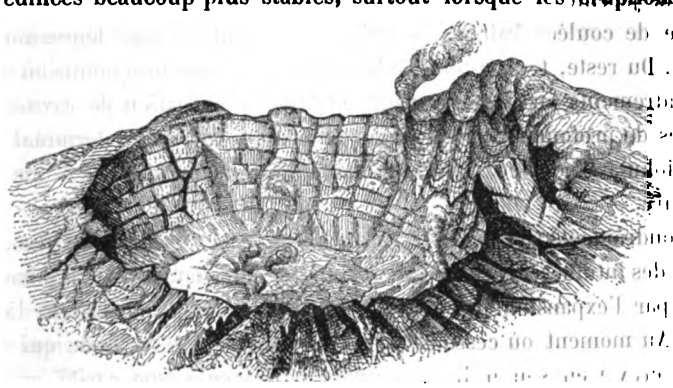

Fig. 92. — Cratère du Piton de la Fournaise (île de la Réunion), d'après M. Vélain.

pas accompagnées de projections trop violentes. De ce nombre sont les cratères de l'île de la Réunion ou île Bourbon.

La figure 92 représente, d'après M. Vélain, le cratère actif du Piton de la Four-

(1) E. Reclus, *Revue des Deux Mondes*, LVIII, p. 125.

Digitized by Google

naise. En 1874 son diamètre supérieur était d'environ 400 mètres, sa profondeur de 150 ou 160 mètres. Les parois laissaient voir une succession de coulées de lave à peu près horizontales et de couches de scories, traversées en tous sens par des dykes ou filons de lave, quelquefois demeurés en saillie. Entre les parois et le fond s'étendait un talus annulaire composé de cendres et de pierres. Les laves du fond, crevassées dans tous les sens, formaient un plan horizontal et, sur le bord nord-est du cratère s'étendait en surplomb un revêtement de lave noire vitreuse retombant en longues stalactites figées. Cette lave s'était déversée par le bord du cratère, après l'avoir complètement rempli, lors de l'éruption qui avait eu lieu quelques mois auparavant. Le cratère doit son élévation à une longue série de coulées qui se sont ainsi régulièrement superposées les unes aux autres.

Cratères d'effondrement. — Tous les cratères dont il vient d'être question sont incontestablement formés de matériaux, laves ou débris, rejetés par la cheminée, dont l'orifice se maintient ouvert grâce à la puissance des projections. Mais il en est dont la constitution est tout à fait différente. Au premier rang se place celui de Kilauea, dont les parois sont creusées à pic dans une succession de couches horizontales de lave sans intercalations de débris ; l'épaisseur de ces couches varie depuis quelques centimètres jusqu'à dix mètres et on n'a jamais observé, dans le voisinage de ce cratère, de traces de projections violentes. En tenant compte de la position occupée par la chaudière de Kilauea, à 3000 mètres au-dessous du cratère de Mauna Loa, sur le flanc d'une montagne entièrement formée de lave; en se rappelant aussi qu'en 1868 une partie notable du fond s'y est affaissée de plus de 30 mètres, il paraîtra vraisemblable que la cavité cratériforme de Kilauea doit son origine à un *effondrement*. La roche sous-jacente, parcourue par de nombreuses cavités, souvent refondue par le passage de coulées fraîches, a cédé en ce point et une dépression y a pris naissance. Du reste, tout autour de Kilauea, il y a plusieurs points où on observe des effondrements analogues, ayant entraîné la formation de cavités de 30 à 60 mètres de profondeur, avec parois verticales. Le cratère terminal du Mauna Loa, le Moku-a-Weo-Weo, paraît lui-même devoir être attribué à une action du même genre.

Des effondrements sont encore susceptibles de se produire lorsque, comme à Santorin, des intumescences de lave pâteuse se font jour à une certaine hauteur, poussées par l'expansion des gaz ou par la pression des matières liquides du dessous. Au moment où cesse cette poussée, l'espèce d'ampoule qui s'était formée peut crever en son milieu, donnant naissance à une cavité cratériforme. Ainsi les *cratères d'effondrement* doivent être comptés au nombre des productions possibles de l'activité volcanique.

Cratères d'explosion. — Mais il est une catégorie qui paraît plus nombreuse que la précédente, à laquelle d'ailleurs elle peut se relier par une combinaison mutuelle, c'est celle des *cratères d'explosion*.

Digitized by Google

Nous avons dit qu'un volcan, dans ses périodes d'activité, était une mine en charge continue, projetant en l'air, avec des fragments de lave solidifiés en chemin, les débris arrachés aux parois même de la cheminée. Ces explosions paroxysmales peuvent avoir des intensités très inégales; le plus souvent elles respectent le massif du cratère, bien qu'elles en ébrèchent plus ou moins les bords. Mais quelquefois leur violence est telle que le cratère de débris disparaît tout entier, laissant à sa place une cavité en forme de gouffre.

Les exemples de pareilles explosions ne sont pas rares. En Amérique, le Carguairazo, le volcan de Coseguina, le Capac-Urcu ont été ainsi détruits dans l'espace de quelques heures. Mais c'est surtout aux Indes néerlandaises que ces phénomènes paraissent s'être manifestés avec le plus d'intensité (1).

Le Pic de Timor, dont le sommet se voyait autrefois comme un phare à 450 kilomètres de distance, sauta en l'air en 1638 et un lac se forma dans le gouffre produit par l'explosion. En 1772, le Pepandajang a vu son cône détruit en une seule nuit, tandis que ses débris anéantissaient quarante villages. Le volcan Ringgit, situé, comme le précédent, sur l'île de Java, s'est effondré en 1586, après une éruption qui coûta la vie à 10 000 habitants. Il n'en reste plus aujourd'hui qu'un gigantesque pilier, entouré de ruines incohérentes. Dans la même île, l'Idjeng n'a conservé de son enceinte primitive que quelques piliers séparés; le volcan Wilis a subi le même sort. Il en est d'autres, à Java, aujourd'hui éteints, dont les cratères sont en partie démantelés et parcourus par de larges et profondes crevasses, comme si l'explosion avait été insuffisante ou s'était bornée à préparer la masse en vue d'une destruction ultérieure.

Dans la plupart des cas, il n'y a pas eu seulement anéantissement plus ou moins complet du cône de débris; mais il s'est formé à la place des anciens cratères des gouffres de dimensions parfois considérables. La cavité qui occupe la place du cône de Pepandajang et qui est aujourd'hui une immense solfatare en activité, a, dit-on, 24 kilomètres sur 10.

Au lieu de se borner à détruire un cône de débris, l'explosion peut affecter un massif de laves. C'est ainsi que M. Fouqué (2) a observé, dans la presqu'île de Méthana, sur le bord méridional du golfe d'Athènes, au lieu dit Kaméni-Pétra, un cratère très régulier, de 150 mètres de diamètre et de 60 mètres de profondeur, dont les parois, au lieu d'être formées par une accumulation de matières projetées sont constituées par une roche compacte, fendillée, taillée à pic sur l'intérieur et renversée au dehors. L'éruption qui a donné naissance à ce cratère est bien celle qui, survenue quelques années avant l'ère chrétienne, a été décrite à la fois par Ovide et par Strabon. Tandis que le premier parle d'un simple gonflement du sol, sans émission de laves ni projection de cendres, le second signale d'abondants dégagements de gaz chauds et un soulèvement de récifs. M. Fouqué a reconnu, à l'inspection des lieux, qu'une première phase avait dû amener la

(1) V. Junghuhn, *Java, seine Gestalt*, etc.
(2) *Revue des Deux Mondes*, LXVII, p. 480.

Digitized by Google

sortie, par une crevasse, d'un flot de lave trachytique qui en s'accumulant autour de l'orifice, y formait un monticule sans ouverture ; sans doute une explosion est venue plus tard, qui a produit le cratère et les dégagements de gaz décrits par Ovide, dégagements dont il reste encore, dans la presqu'île, un témoin sous la forme d'une source sulfureuse. Cette éruption offrirait donc les plus grandes analogies avec celles de la baie de Santorin, où les projections sont toujours précédées par une intumescence de laves visqueuses.

Cratères-lacs. — La puissance explosive des volcans est encore attestée par l'existence de cavités cratériformes, aujourd'hui occupées par des lacs et qu'on appelle généralement *cratères-lacs*, bien que la plupart d'entre elles ne soient pas de véritables cratères, dans le sens où ce mot a été employé jusqu'ici.

Ces sortes de cavités abondent dans l'Eifel, où on leur a donné le nom de *maare* et où, peut-être, leur formation est sensiblement antérieure à l'époque actuelle. On en observe aussi en Auvergne : de ce nombre sont le gouffre ou *Gour* de Tazenat, près de Manzat et le pittoresque lac Pavin.

Le lac Pavin est bordé par des escarpements presque verticaux d'une lave basaltique, à travers laquelle il a dû être ouvert par une explosion violente. Quant au Gour de Tazenat, c'est un trou de 800 mètres de diamètre et de 10 à 12 mètres de profondeur (1), dominé, sur les trois quarts de sa circonférence, par un amphithéâtre granitique s'élevant jusqu'à 70 mètres. Le granite, à grain fin et parcouru par des filons de porphyre quartzifère, a sa surface parsemée d'une grande quantité de menus fragments de scories et de cendres : on n'aperçoit ni blocs ni coulées de lave. Il y a donc tout lieu de penser qu'une explosion a ouvert, au milieu du granite, cette cavité cratériforme, destinée à devenir un véritable volcan ; mais que l'activité éruptive, épuisée par cet effort ou trouvant ailleurs une issue plus facile, s'y est éteinte sans laisser d'autre trace que les cendres éparses sur le pourtour.

On peut rapporter à la même catégorie les célèbres lacs d'Albano et de Nemi, dans le Latium, ouverts l'un et l'autre sur le flanc occidental du cône du Monte-Cavo. Le lac d'Albano a 3500 mètres sur 2200 et les dimensions de celui de Nemi sont à peu de chose près les mêmes.

M. Judd (2) pense qu'il convient également d'y rattacher le lac de Bracciano, qui mesure $10^k,5$ de diamètre et même celui de Bolsena, qui en a 16 sur $14^k,5$. Les lacs du Latium sont ouverts dans des formations volcaniques, qui consistent en tufs peu solides, dépourvus de lave en filons. Telle est précisément la raison pour laquelle ces grandes cavités y auraient été si facilement produites par voie d'explosion. Sur une montagne telle que l'Etna, où l'enchevêtrement des couches de débris et des laves, comme on peut l'observer au Val del Bove, constitue un édifice d'une grande solidité, une éruption, impuissante à briser la masse en morceaux, se résout en la production d'une fente, qui reste bien ouverte grâce

(1) Poulett-Scrope, *Volcans éteints du centre de la France*, trad. Vimont. Clermont, 1866, p. 91.
(2) *Geological Magazine*, 1875, p. 353.

Digitized by Google

à la résistance de ses parois et par où la lave s'échappe sans difficulté, cet échappement latéral produisant en quelque sorte l'effet d'une soupape de sûreté. Au contraire, dans des amas, peu cohérents, de débris et de tufs, les fentes se faisant mal et se rebouchant d'elles-mêmes, la force éruptive finit par se traduire en explosions. Ajoutons que la tension des gaz paraît très différente suivant les foyers volcaniques et qu'en général elle atteint son maximum là où les laves font défaut. Ainsi l'on n'observe presque aucun dégagement gazeux violent à Kilauea, où la lave bouillonne en permanence, tandis qu'à Java, l'absence de produits liquides coïncide avec un développement tout à fait exceptionnel de la puissance explosive. Les cônes formés de débris incohérents sont donc ceux que la destruction par les puissances internes menace le plus sûrement.

Maare de l'Eifel. — Bien que les formations volcaniques des régions rhénanes ne paraissent pas appartenir à la catégorie des phénomènes actuels, nous croyons néanmoins convenable de joindre, aux détails qui viennent d'être donnés sur les cratères d'explosion, un rapide exposé des caractères qui distinguent les gouffres lacustres ou *maare* de l'Eifel.

Le groupe le plus remarquable est celui de Daun qui, sur une distance de 2200 mètres, permet d'observer, côte à côte, les trois dépressions de Gemünd, de Weinfeld et de Schalkenmehren, creusées dans les schistes et les grès du dévonien inférieur, sans que ces derniers aient éprouvé le moindre dérangement.

Le *maar* de Gemünd, large de 400 et profond de 62 mètres, occupe le fond d'une cavité dont les parois, très inclinées vers l'intérieur, sont formées de schiste et de grès, n'offrant aucune trace d'actions calorifiques. On n'y observe ni laves ni scories; mais en approchant des deux lacs de Weinfeld et de Schalkenmehren, on voit apparaître les éléments en question; sur le sol, formé d'un tuf volcanique, se montrent, avec des scories et de petites bombes, des fragments de schiste dévonien, couverts d'un enduit vitrifié, tandis qu'à l'intérieur leur structure est intacte (1).

Le *maar* de Weinfeld a 520 mètres de grand axe, 360 mètres de petit axe et 102 mètres de profondeur. Celui de Schalkenmehren a 550 mètres de diamètre et n'est profond que de 32 mètres; tandis que ce dernier lac s'écoule par un ruisseau dans la vallée de l'Alf, les deux autres sont sans écoulement, bien que celui de Gemünd ne soit séparé de la profonde vallée de la Lieser que par une crête à pentes roides, de 220 mètres de largeur.

Le *Pulvermaar* ou lac de Gillenfeld est entouré d'une ceinture continue de débris, consistant en fragments de schiste et de grès; l'ensemble forme un bourrelet de 45 mètres de hauteur, plongeant, vers l'intérieur, de 45 degrés et, vers l'extérieur, de 35 degrés. Quelques roches volcaniques sont disséminées au milieu de ces débris qui, en ce point, masquent entièrement leur substratum de terrains sédimentaires.

(1) Von Dechen, *Geognostischer Führer zu der Vulcanreihe der Vorder-Eifel*, 1861, p. 673. — Lyell, *Elements*, 1865, p. 675.

Digitized by Google

Enfin le *maar* de Meerfeld montre sur ses parois, tantôt des couches en place de grès et de schiste, tantôt des amas de débris formés de schiste pulvérisé. Les scories y font défaut, mais on y a trouvé des blocs de péridot et d'autres substances volcaniques. Le diamètre moyen de la cavité est de 900 mètres et sa profondeur atteint 200 mètres. Le lac forme une ellipse dont le plus grand diamètre est de 700 mètres.

Un cratère semblable existe sur la rive gauche du Rhin, près de Bonn ; c'est le Roderberg, cavité circulaire de 400 mètres de diamètre et de 30 mètres de profondeur, ouverte dans des grès et schistes anciens, en couches très inclinées qui arrivent, d'un côté, jusqu'au fond du cratère, où elles sont recouvertes par un gravier quartzeux, surmonté par des scories et un sable tufacé. Sur le bord opposé se montrent des cendres et des scories. Ici l'explosion a fait éclater à la fois le terrain ancien et sa couverture d'alluvions, dont quelques galets quartzeux ont sauté en l'air et sont retombés au milieu des débris volcaniques.

§ 2

EXAMEN DE LA THÉORIE DES CRATÈRES DE SOULÈVEMENT

Remparts cratériformes. — Un fait assez fréquent est la présence, autour d'un cratère en activité, d'une sorte de rempart circulaire plus ou moins complet, souvent réduit à un demi-cercle et figurant lui-même un cratère beaucoup plus grand que le premier. On dirait d'une enceinte fortifiée, entourant un donjon central. Le Tengger de Java appartient à cette catégorie, dont l'île offre d'ailleurs plus d'un exemple. Les remparts cratériformes y ont 300 mètres et plus de hauteur verticale et un diamètre qui va jusqu'à 7 kilomètres et au delà.

La même disposition est fréquente aux Açores et se reproduit sur l'île de Palma, dans les Canaries. Les Espagnols ont donné aux bassins circulaires ainsi formés le nom de *Caldeiras* ou chaudières. Cette structure est représentée en

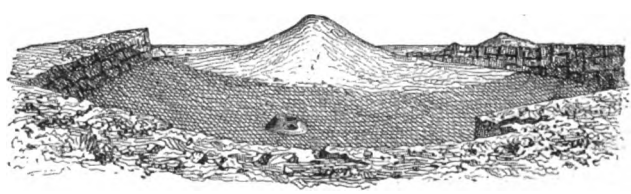

Fig. 93. — L'Enclos et le Piton-Bory dans l'île de la Réunion (d'après M. Vélain).

Europe par la montagne demi-circulaire de la Somma, qui entoure le Vésuve au nord et à l'est (voir fig. 76).

Les remparts cratériformes sont bien développés à l'île de la Réunion, où ils portent le nom d'*enclos*; celui qui entoure le cratère éteint du piton Bory

Digitized by Google

(fig. 93) a, d'après M. Vélain (1), 6500 mètres de diamètre ; ses parois verticales, dont la hauteur dépasse 100 mètres, laissent voir une superposition régulière de coulées de laves presque horizontales.

Entre la base du rempart et le cône s'observe un petit cratère adventif de scories rouges, ayant 12 ou 15 mètres de hauteur sur 250 ou 300 mètres de circonférence et auquel sa forme particulière a fait donner le nom de *Formica-leo*.

Il est à remarquer que les gouffres cratériformes ont, en général, un diamètre notablement supérieur à celui de nos grands volcans modernes. Nombre d'entre eux présentent des bancs de lave compacte, qui paraissent alterner régulièrement avec des couches de débris. Ne croyant pas pouvoir expliquer une telle structure par le jeu des forces actuellement à l'œuvre, plusieurs savants ont basé, sur la disposition de ces cavités en forme de chaudières, une théorie qui a tenu, dans l'histoire scientifique du dix-neuvième siècle, une place importante; c'est celle des *cratères de soulèvement*. Nous allons en exposer brièvement les principes et nous ferons connaître ensuite les arguments à l'aide desquels elle a été combattue.

Principe de la théorie des cratères de soulèvement. — Pendant fort longtemps il n'était venu à l'esprit de personne que les cônes volcaniques pussent avoir une autre origine que l'accumulation, autour d'un même point, des matériaux rejetés par la cheminée. C'est seulement depuis les voyages de Léopold de Buch aux îles Canaries et de Humboldt aux Andes équatoriales, qu'une autre doctrine a pris naissance.

Pour ses partisans, les grands cônes volcaniques et surtout les remparts cratériformes tels que la Somma, la Caldeira de Palma et autres montagnes du même genre, résultent non de la chute, autour de l'orifice de sortie, des matériaux rejetés par les explosions d'un volcan, mais d'un soulèvement du sol, opéré sous l'action d'une poussée verticale, agissant sur un seul point. De la sorte, le terrain s'est d'abord soulevé en forme de dôme, puis rompu en donnant naissance à un système de fentes étoilées qui convergent au-dessus du centre de poussée, où elles se réunissent en un abîme cratériforme; de là le nom de *cratère de soulèvement*. Plus tard, au centre de cet abîme, les projections de la cheminée ont fait naître un autre cône, sensiblement plus petit et uniquement formé de débris : c'est le volcan proprement dit. Ainsi la Somma serait un cratère de soulèvement, au centre duquel les éruptions auraient produit le cône actuel du Vésuve. De même le cratère de l'Etna aurait pris naissance au sommet du dôme soulevé en masse.

Afin de bien établir dans quel sens la théorie doit être entendue, il convient de reproduire ici quelques extraits des auteurs qui l'ont prise sous leur patronage. Parlant du Pic de Teyde, sur l'île de Ténériffe, Léopold de Buch, le premier qui ait développé cette doctrine, s'exprime ainsi :

(1) *Mission à l'île Saint-Paul*, Paris, 1879, p. 141.

Digitized by Google

« Le cône est le produit du soulèvement d'une masse, sollicitée par des forces intérieures qui tendaient à se faire jour et qui, en se frayant un passage au milieu du cratère de soulèvement, ont fait prendre à la masse supérieure la forme d'une voûte (1). »

A propos du Vésuve et de l'éruption qui coûta la vie à Pline, de Buch écrit :

« Le volcan est sorti à cette époque *tout formé du sein de la terre.* Il ne s'est point constitué par l'écoulement successif de courants de lave. Au contraire, sa hauteur, depuis ce moment, n'a cessé de décroître (2). »

Enfin, au sujet de l'Etna, le même auteur ajoute (3) :

« On ne peut se refuser à y voir au premier abord un individu pour ainsi dire parvenu à sa perfection dès l'instant même de sa naissance. Sa forme ne peut guère, en effet, être le résultat d'un accroissement long et irrégulier, déterminé par des éruptions successives. Elle est trop régulière et trop symétrique pour justifier une telle origine. »

De son côté, Humboldt a écrit la page suivante (4) :

« L'action volcanique agit en donnant au sol, par le soulèvement, une forme et une configuration nouvelles; elle n'agit pas, ainsi qu'on l'a cru longtemps d'une manière trop exclusive, comme force constitutrice, en accumulant des scories et des couches de lave..... Le sol se gonfle comme une vessie, ainsi que l'indique l'inclinaison régulière des couches soulevées du dedans au dehors. Une explosion semblable à celle d'une mine, en faisant sauter la partie moyenne et culminante de ce gonflement, ne produit parfois que ce que M. de Buch a appelé un cratère de soulèvement..... Parfois l'explosion fait sortir du milieu du cratère une montagne en forme de cône ou de dôme et c'est alors seulement que le relief du volcan est complet. Le plus souvent le faite de la montagne est ouvert. »

L'opinion qui vient d'être exprimée rencontra, dès le début, l'adhésion de Dufrénoy et d'Élie de Beaumont. Le premier a écrit, au sujet de la Somma (5) :

« Les laves dont elle se compose se sont épanchées en nappes horizontales sous-marines. Après quoi la montagne s'est soulevée à l'époque de la formation des champs Phlégréens. »

Quant à Élie de Beaumont, voici comment il appréciait la formation de l'Etna (6) :

« Un jour, l'agent intérieur qui fendait si souvent le terrain (que l'auteur dit avoir été jusqu'à cette époque une plaine composée de couches volcaniques horizontales), ayant sans doute déployé une énergie extraordinaire, l'a rompu et

(1) *De la nature des phénomènes volcaniques dans les îles Canaries*, trad. Boulanger. Paris, 1846, p. 202.
(2) *Ibid.*, p. 234.
(3) *Ibid.*, p. 326.
(4) *Cosmos*, trad. Galuski, I, p. 256.
(5) *Mémoire sur les terrains volcaniques des environs de Naples*, p. 560.
(6) *Mém. de la Soc. géologique de France*, IV, p. 188-195.

Digitized by Google

soulevé. *Dès lors, l'Etna a été une montagne; ce soulèvement s'est opéré subitement et d'un seul coup.* »

Monte Nuovo, Xorullo. — La doctrine des cratères de soulèvement ne se présentait pas dans la science comme une simple spéculation théorique. Elle prétendait s'appuyer sur des faits d'expérience et notamment sur certains cas d'intumescence du sol dont l'homme aurait été le témoin, tant au Monte Nuovo, dans les champs Phlégréens, près de Naples, qu'au volcan de Xorullo, au Mexique.

Le Monte Nuovo est une montagne de débris rejetés, de 134^{m} de hauteur sur 2 kilomètres et demi de base avec un cratère de 128^{m}, qui s'est formée en 1538, dans l'espace de deux jours et de deux nuits. Le sol environnant est constitué par un tuf sous-marin, semblable à celui du Pausilippe. Au dire d'un témoin oculaire, l'éruption avait été précédée par une certaine intumescence du sol.

Un autre témoin parle d'un léger soulèvement de toute la plaine située entre le lac Averne, le Monte Barbaro et la mer, dont le rivage recula d'environ 200 pas; il y eut en même temps formation de fissures.

Le Xorullo ou Jorullo est un volcan qui prit subitement naissance en 1759, au Mexique, au milieu d'un pays jusqu'alors occupé par les plus riches plantations. Ce volcan est entouré par une plaine dite *Malpays*, plus haute de 168 mètres au centre que sur ses bords et remplie par des milliers de petits cônes de 2 à 3 mètres, appelés *hornitos*, dont chacun représente l'ouverture d'une fumerolle. Le cône du Xorullo domine le Malpays de 493 mètres (1). Sur la foi de récits recueillis chez les Indiens, Humboldt représentait cette plaine comme s'étant gonflée en forme de vessie et comme originairement constituée par les mêmes matériaux non volcaniques que le terrain environnant. Mais depuis, ces récits ont dû être rectifiés et il a fallu reconnaître que l'éruption du Xorullo avait eu lieu dans des conditions tout à fait normales. Loin d'être composé d'une marne sédimentaire, comme le croyait Humboldt, le sol du Malpays est le produit de l'altération d'une lave basaltique très visqueuse, qui, en s'épanchant sur un sol d'abord horizontal, a fini par former un dôme elliptique surbaissé, ayant de 5 à 6 degrés de pente. Une foule de cônes de fumerolles, qui s'étaient développés à sa surface, ont été ensuite recouverts par une cendre noire. Des pluies torrentielles ont aggloméré les cendres en donnant naissance à des concrétions concentriques, qu'on avait prises d'abord pour des sphéroïdes de basalte. D'ailleurs, fait bien décisif, les maisons qui existaient à la surface du Malpays avant l'éruption n'ont subi aucune sorte de dérangement et on retrouve leurs murs verticaux au milieu des épanchements qui les entourent (2).

Enfin le Xorullo n'est lui-même que le plus élevé d'une série de six cônes volcaniques formés, à la manière ordinaire des cônes adventifs, le long d'une grande fissure traversant le Malpays.

(1) Fuchs, *op. cit.*, 10.
(2) Fouqué, *Santorin et ses éruptions.*

Digitized by Google

On le voit, les arguments par lesquels on a essayé de prouver la formation actuelle de cratères de soulèvement sont bien faibles. Ils le deviennent encore davantage si nous ajoutons qu'en 1846 le manuscrit original de l'un des témoins de la naissance du Monte Nuovo ayant été découvert, on put se convaincre que l'intumescence signalée avait été précédée d'un *affaissement* de quelques mètres.

Quant aux mouvements de la côte, ce sont des oscillations qui n'ont rien de commun avec le gonflement étoilé qu'exige la théorie. En 1538, tout le littoral, de Pouzzoles au Monte Nuovo, a été soulevé de plus d'un mètre, mais en masse et sans que rien fût changé à la stabilité des temples de Pluton et d'Apollon.

Pour en finir avec le Monte Nuovo, disons que, malgré les récits formels qui établissaient que son cratère avait été construit par une accumulation de matériaux rejetés, on s'était plu à y voir un tuf sous-marin soulevé. La présence de coquilles marines ne pouvait rien signifier, puisque, à supposer que le cône eût été élevé avec les matériaux du tuf sous-marin qui formait autrefois la contrée, les coquilles devaient s'y rencontrer, avec leur gangue, à l'état de blocs rejetés et non en place. Mais Lyell a fait à cet égard une observation décisive. Sur les talus intérieurs du cratère, affectés d'une contre-pente dirigée vers le fond, il a vu des couches de débris contenant, avec les mêmes coquilles marines, des fragments de poteries et de briques romaines (1).

Laissant donc de côté l'observation directe, qui ne paraît fournir aucune preuve en faveur de la formation des cratères de soulèvement, arrivons à l'interprétation des structures anciennes, qui a mis en conflit les partisans de cette doctrine avec le plus grand nombre des géologues, parmi lesquels il convient surtout de citer Cordier, Lyell, Poulett-Scrope, Virlet-d'Aoust, Constant Prévost, Dana, Junghuhn, etc.

Le Vésuve et la Somma. — Le cône actif du Vésuve est entouré par un rempart demi-circulaire, la Somma, dont le sépare un fossé continu de plus de 400 mètres de profondeur, qu'on nomme l'*Atrio del Cavallo*. Le diamètre de la Somma est d'environ 4 kilomètres.

Tandis que le cône actif est composé de cendres et de débris, la Somma offre une succession de lits de scories et de couches de lave amphigénique, généralement épaisses de 2 ou 3 mètres et plongeant régulièrement vers l'extérieur sous un angle de 24 à 26 degrés. La surface des nappes de lave est un peu scoriacée ; mais elles sont si bien réglées et offrent à l'intérieur une texture si compacte, qu'à l'époque où l'on croyait que des pentes très faibles pouvaient seules convenir à des coulées régulières, on ne pouvait admettre que ces nappes fussent dans leur position originelle. Il fallait donc supposer un relèvement conique autour de l'axe de la cheminée. Comme d'ailleurs, surtout vers la base, les escarpements de la Somma, du côté de l'Atrio, laissent apercevoir un très grand nombre de filons plus ou moins verticaux de lave semblable à celle des nappes, on y voyait le résultat du remplissage, par la matière éruptive, des fentes provoquées par

(1) Lyell, *Principes*.

Digitized by Google

l'étoilement. Enfin cette manière de voir pouvait sembler d'autant mieux justifiée que, dans la masse de la Somma, on avait trouvé des coquilles marines, d'où l'on inférait qu'elle résultait du soulèvement en masse d'un tuf sous-marin.

Dans cette conception, la Somma eût été un dôme soulevé en bloc par les forces intérieures et sur le sommet duquel une période de repos aurait amené la formation d'un fond plat cratériforme, en attendant que l'éruption de 79 fît naître sur ce fond, en démantelant une partie du sommet, le cratère actuel.

Quant à l'opinion professée d'abord par de Buch, que le relèvement de la Somma datait de l'an 79, elle n'est pas soutenable, car Strabon, cent ans avant l'éruption, décrit cette montagne comme ayant un sommet plat, mais stérile,

Fig. 94. — Le Vésuve actuel. Le Vésuve du temps de Strabon.

ressemblant à de la cendre et dont les pierres sont noires et poreuses comme si elles avaient été exposées au feu (fig. 94).

Lyell s'est livré à un minutieux examen de la Somma. Il a constaté d'abord que les couches de lave y sont beaucoup moins fréquentes qu'on ne croit et que souvent on a donné ce nom à des tufs compacts, à cause de leur apparence extérieure. Les laves paraissent exclusivement limitées à la partie de la Somma la plus voisine de l'Atrio (fig. 95) ; encore n'y forment-elles que le cinquième de la

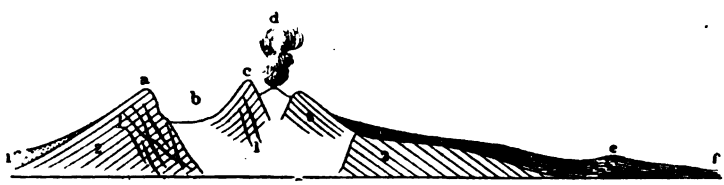

Fig. 95. — Coupe nord-sud du Vésuve. a, la Somma; b, Atrio del Cavallo; c, Punta del Palo; d, cratère de 1822; e, Camalduoli; f, Torre del Annunziata. — 1, tuf ponceux; 2, tufs et Leucitophyre de la Somma; 3, cône de débris modernes. — l, filons de lave.

masse. De plus, il n'est nullement démontré que toutes celles dont la tranche paraît horizontale sur les parois de l'Atrio soient de vraies coulées. Leur enchevêtrement avec les filons verticaux autorise la supposition que plusieurs d'entre elles peuvent être des filons presque horizontaux, injectés entre deux couches de scories sous la pression de la masse qui, autrefois, remplissait le grand cratère ; dans ce cas leur compacité s'expliquerait sans la moindre difficulté.

De plus quand on examine de près, au lieu de les regarder d'en bas, beaucoup de ces nappes en apparence si régulières, on constate que leur tranche horizontale se décompose en parties finissant latéralement en coin et s'enchevêtrant les unes dans les autres par leurs extrémités. De la sorte, chaque nappe est for-

Digitized by Google

mée de plusieurs coulées juxtaposées et ainsi disparaît l'objection tirée de la grande surface qu'auraient occupée ces épanchements.

Les fentes d'étoilement font défaut sur la pente extérieure de la Somma. Les ravins qui en entament les flancs n'arrivent jamais jusqu'à la crête, et leur tête est le plus souvent formée par un précipice ou une cascade; enfin aucun de ces ravins n'est occupé par un dyke de lave.

Si les coquilles marines se rencontrent à la Somma, c'est dans les blocs rejetés. Il y a mieux, ces blocs ne sont pas seulement des fragments de tufs sous-marins; on y rencontre souvent des morceaux non altérés de marnes subapennines avec leurs fossiles et certainement ces morceaux n'ont jamais pu faire partie du tuf hypothétique dont le soulèvement aurait donné naissance à la montagne. Mais un fait encore plus décisif a été constaté par MM. Lyell et Guiscardi. C'est la présence, dans les tufs des ravins, de beaucoup d'empreintes végétales appartenant à des fougères et à des arbres dicotylédonés, tels que le chêne, preuve manifeste que ces tufs n'ont pas une origine marine.

Reste la question des grandes dimensions de la Somma. Mais outre qu'elles n'ont rien d'excessif, car Lyell a pu voir sur les pentes de cette montagne des blocs jetés par l'éruption de 1822, on est parfaitement autorisé à penser que ce grand cône est le produit d'une période d'activité plus intense que celle au milieu de laquelle nous vivons. Les éruptions de l'île de Java ont d'ailleurs donné le spectacle de projections bien autrement énergiques que celles qui auraient été nécessaires pour construire le cône de la Somma et il suffit de mesurer les cratères du Tengger et du Raun, dont le moindre a 6000 mètres de diamètre, pour apprécier jusqu'où peut s'étendre la force d'un volcan.

En résumé tout porte à croire que la Somma est un ancien cône de débris, provenant d'éruptions d'une grande violence, antérieures à l'époque actuelle et que le sommet de ce cône s'est effondré en l'an 79, par suite de l'explosion, longtemps comprimée, qui a fait naître le Vésuve en son milieu.

L'Etna. — L'Etna, comme le Vésuve, a paru fournir de sérieux arguments en faveur de la théorie des cratères de soulèvement. Cette montagne qui, par ses dimensions gigantesques, semble défier le travail ordinaire des volcans, offre dans sa structure un trait fort remarquable : c'est une échancrure en forme d'immense ravin ou plutôt d'amphithéâtre aux parois verticales, qui s'ouvre dans le flanc oriental de la gibbosité centrale, au pied du *Piano del Lago* et dont la profondeur varie entre 300 et 1200 mètres. Cette échancrure est connue sous le nom de *Val del Bove* (fig. 96). Il semblait naturel de considérer cette énorme coupure, plus large au sommet qu'à la base, comme une fracture produite lors du soulèvement conique qui avait donné naissance à la gibbosité centrale. De plus, la roideur et la hauteur des parois du Val del Bove, sur lesquelles viennent affleurer les formations qui constituent cette partie de l'Etna, permettent, pour ainsi dire, de pénétrer jusqu'au cœur de sa structure intime. Or on ne peut manquer d'être frappé de la parfaite régularité des couches successives dont la

Digitized by Google

montagne est composée. Des bancs de lave compacte, de 2 mètres environ d'épaisseur, y alternent avec les strates de débris, partageant leur inclinaison dirigée vers la base du volcan. Une quantité de filons ou *dykes* de lave recoupent

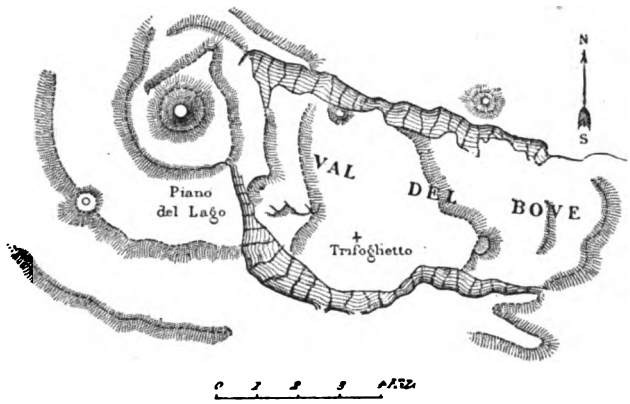

Fig. 96. — Le Val del Bove et le sommet de l'Etna.

en tous sens les couches superposées. Aussi Élie de Beaumont, abandonnant d'ailleurs les idées exclusives de de Buch, qu'il avait un moment professées et reconnaissant que les talus latéraux de l'Etna étaient produits par l'épanchement naturel des laves, soutenait-il, en revanche, que la gibbosité centrale ne pouvait devoir sa forme et sa structure qu'à un soulèvement en masse. De là venait, selon lui, la discontinuité manifeste qui existe dans le profil, entre cette gibbosité, d'une part, et, de l'autre, les talus qu'elle surmonte ou le cratère d'éruption qui la couronne. Le Val del Bove résulterait, dans cette conception, d'un effondrement survenu pendant que l'immense ampoule volcanique était élevée dans les airs.

En résumé, pendant une longue période d'activité, des laves et des débris seraient sortis par de nombreuses fentes et se seraient étalés, en couches horizontales ou faiblement inclinées, sur la surface qu'occupe aujourd'hui l'Etna; puis, un jour, ces couches auraient été redressées autour d'un axe commun de soulèvement, donnant naissance à la gibbosité centrale, pendant que l'écroulement d'une partie de la masse produisait, dans le Val del Bove, un cratère irrégulier.

Mais les mêmes motifs qui portent à considérer la Somma comme un ancien cône de débris s'appliquent avec la même force à l'Etna. Il n'y a, sur cette dernière montagne, aucune trace de soulèvement étoilé et si l'on répugne à croire qu'une même bouche volcanique ait pu rejeter tous les débris dont se compose la gibbosité, il suffit de se reporter aux observations par lesquelles Lyell a établi la probabilité de l'existence, à une époque antérieure, de deux orifices volcaniques principaux.

En effet, une des particularités du Val del Bove est la variété des plongements qu'on observe dans sa partie méridionale. A la suite d'un minutieux examen des

Digitized by Google

lieux, Lyell (1) s'est convaincu que ces plongements divergeaient tous autour d'un centre commun, qu'il a nommé l'axe du Trifoglietto et il a émis l'idée qu'en ce point devait déboucher autrefois une cheminée latérale, formant, avec la cheminée actuelle, un double centre d'éruption. Ainsi l'Etna aurait été, à l'origine, un volcan double, comme il en existe plusieurs aux Indes orientales ; mais les éruptions du cratère actuel ayant fini par prédominer, ont enseveli le cône latéral. A la jonction des deux systèmes, les couches de cendres et de laves ont dû devenir horizontales comme cela s'observe à Java d'après Junghuhn, toutes les fois qu'il y a deux centres distincts d'éruption. Ainsi s'expliquerait très bien l'horizontalité constatée des couches à la jonction du Piano del Lago avec l'escarpement terminal du Val del Bove.

On ne peut nier que cette explication ne soit extrêmement plausible et, en voyant la prodigieuse quantité de cratères adventifs dont les flancs de l'Etna sont parsemés, on se figure sans peine que beaucoup d'autres semblables ont pu être ensevelis à mesure que la montagne croissait en hauteur et en volume. Que plus tard une explosion mette à nu l'espace occupé par un de ces cratères ensevelis et les apparences du Val del Bove s'y reproduiront sur une plus petite échelle. Cette énorme cavité peut donc être attribuée à une explosion, survenue sur l'emplacement d'un ancien cratère, autrefois conjugué de celui du sommet.

En résumé, l'Etna est un volcan formé d'une accumulation progressive de débris et de laves ; mais on peut dire, avec M. Judd (2), que sa construction offre une solidité exceptionnelle, en raison de l'innombrable quantité de dykes de lave qui se ramifient en tous sens au milieu des couches du grand cône, imprimant à l'ensemble la résistance d'une maçonnerie cimentée par un excellent mortier. Il est vraisemblable qu'à mesure que la montagne croissait en hauteur par les déjections successives du cratère, les parties faibles de ses flancs, cédant sous le poids de la colonne liquide contenue dans la cheminée, devaient se fendre en divers sens ; mais bientôt l'injection de la lave dans les fissures et l'accumulation de nouvelles couches de débris, survenant par dessus, réparaient et consolidaient l'édifice. Ainsi le volcan a grandi, continuant à affermir ses flancs par de nombreuses éruptions latérales, dont témoignent suffisamment, avec les courants de lave visibles, les cônes parasites partout répandus sur sa surface. S'il s'est trouvé une explosion assez forte pour y faire naître le gouffre du Val del Bove, partout ailleurs la montagne a résisté aux puissances internes qui auraient amené la destruction d'un assemblage moins fortement cimenté.

Le cirque de Santorin. — Il était naturel que le cirque de Santorin, dont le grand axe dépasse 11 kilomètres, fût, à plus juste titre encore que la Somma, considéré comme un type de cratère de soulèvement. Mais, en étudiant de près sa structure intime, il est impossible d'y rien découvrir qui concorde avec cette

(1) Lyell, *Principes*, trad. française de Ginestou, II, p. 12.
(2) Judd, *Contributions to the study of volcanos.* — *Geological Magazine*, 1875, p. 355.

Digitized by Google

hypothèse (1). Le plongement des couches de débris et de laves, bien que dirigé, en moyenne, vers l'extérieur, varie beaucoup d'un point à un autre. Les strates de lave, en apparence horizontales et régulières, dans leurs affleurements sur les parois verticales de la baie, forment, en réalité, des coins enchevêtrés. La masse métamorphique du mont Saint-Élie se montre complètement indépendante des terrains volcaniques qui l'entourent et le redressement des strates y est absolument le même que dans l'ensemble des terrains anciens des côtes voisines, sur lesquels l'action volcanique ne s'est pas fait sentir. Mais il y a plus ; nous avons dit que toutes les pentes de Théra et de Thérasia étaient couvertes d'un tuf ponceux très épais qui repose directement sur les couches de débris et de laves. En exploitant ce tuf à Thérasia, on a découvert à sa base la maçonnerie d'une maison de date très ancienne, dans la construction de laquelle le tuf, aujourd'hui si recherché comme pouzzolane, n'est intervenu en rien et M. Fouqué s'est assuré que les murs en sont restés absolument verticaux. Or cette maison, fondée sur le corps même du massif volcanique de Santorin et détruite par l'événement qui a déterminé la chute du tuf ponceux, atteste, par la verticalité de ses lignes, qu'il n'est survenu, depuis sa construction, aucun dérangement du sol. Donc il y a eu une explosion assez puissante pour étaler une nappe de tuf sur toute l'étendue de l'Archipel de Santorin, sans que l'assiette du cône en fût aucunement dérangée et cela suffit pour que les couches de débris qui constituent ce cône soient légitimement considérées comme dues aux projections d'un ancien volcan, dont la cheminée occupait sans doute l'emplacement où sont aujourd'hui les Kaménis (voir fig. 81).

L'inclinaison actuelle des couches de lave de Santorin ne résulte pas d'un redressement ultérieur. M. Virlet d'Aoust a fait la remarque que la partie supérieure de ces nappes offre en général des cavités vésiculaires allongées dans un sens déterminé, qui est celui de l'écoulement de la lave. Or les directions des vésicules, à Santorin, divergent du centre de la baie, ce qui prouve bien que les coulées ont eu lieu sur une surface conique et non en couches horizontales.

Quant au phénomène qui a fait naître, à la place de la cheminée, un vaste cirque profond de près de 800 mètres (car la sonde a mesuré dans la baie une profondeur de 390 mètres et la crête des falaises de Théra atteint par endroits 360 mètres d'altitude), M. Fouqué pense qu'il y faut voir la combinaison d'un effondrement et d'une explosion. L'effondrement n'a rien que de très admissible si l'on songe à la nature visqueuse des laves trachytiques qui constituent les Kaménis, et qui se soulèvent lentement, à demi liquides, comme une véritable écume, lorsqu'elles subissent l'action de la poussée intérieure ; que cette poussée vienne à faire défaut et les intumescences, crevant comme des ampoules, pourront s'engloutir dans les cavités produites par la retraite de la lave. Les deux vallées sous-marines qui passent, l'une entre Théra et la pointe nord de Thérasia, la

(1) Fouqué, *Santorin et ses éruptions*, Paris, 1878.

Digitized by Google

seconde entre cette île et Aspronisi, attestent d'ailleurs que le grand cône avait été échancré par deux profondes crevasses : c'est sans doute après avoir reçu cette double blessure qu'il a cédé sous l'effort des gaz et des vapeurs,

L'époque à laquelle cette catastrophe a eu lieu est assez difficile à préciser. On doit penser qu'elle est antérieure à 2000 ans av. J.-C. : car en l'an 1500 de l'ère ancienne les Phéniciens envahirent l'Archipel de Santorin et y élevèrent des constructions *sur* le tuf ponceux (1). D'ailleurs les objets découverts dans la maison de Thérasia attestent une civilisation où l'usage du fer et du bronze était encore inconnu, ce qui semble autoriser à en reporter l'époque à la même date que les débuts de la civilisation égyptienne.

La Caldeira de Palma. — La Caldeira de Palma (fig. 97), dont Léopold de Buch a invoqué la structure à l'appui de sa théorie, est un amphithéâtre de 5500

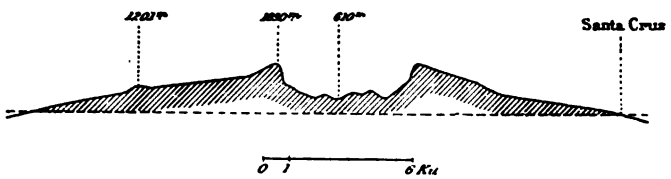

Fig. 97. — Coupe de l'île de Palma, avec la Caldeira au centre (d'après Lyell).

à 7500 mètres de diamètre, entouré de trois côtés par des escarpements abrupts, ayant de 450 à 750 mètres de hauteur verticale (2). A partir de la base de ces escarpements, un talus roide, revêtu d'une superbe forêt de pins, s'étend jusqu'à 600 mètres plus bas, où ses pentes convergentes se rejoignent en formant le fond de l'entonnoir.

A l'extérieur, les flancs de la Caldeira s'inclinent en tous sens vers le dehors, avec une pente roide au voisinage de la crête, mais s'adoucissant à mesure qu'on s'approche de la plaine. Leur surface est sillonnée de ravins divergents ou *barrancos* dont aucun n'arrive jusqu'à la crête du cirque et qui sont le produit évident de l'action des pluies sur des matières peu cohérentes.

La partie de la Caldeira qui forme un rempart abrupt est constituée par des couches alternatives de débris, de scories, de lapilli et de laves, plongeant partout vers l'extérieur sous un angle de 10° à 28° . Les bancs de lave, qui ne forment pas le quart de la masse, ne se prolongent jamais horizontalement sur plus de 800 mètres. Jamais, dans les lits de débris, on n'observe un seul caillou roulé. La partie inférieure consiste en couches très bouleversées, parcourues par une infinité de filons, d'un tuf sensiblement plus ancien. Sauf en sa partie méridionale où la Caldeira s'ouvre en un ravin descendant à la mer, on n'observe sur sa crête aucune fissure, comme en exigerait la théorie des étoilements.

On comprend difficilement comment les couches de débris, quelques-unes

(1) Fouqué, *Revue des Deux Mondes*, 15 oct. 1869.
(2) Lyell, *Elements*, 6e édit., p. 621.

Digitized by Google

puissantes de plus de cent mètres, qui composent le rempart de la Caldeira, auraient pu s'accumuler sans donner naissance à une montagne. Que la masse du cône ait été augmentée par les innombrables filons de lave injectés dans ses fissures, cela est incontestable ; mais le gonflement graduel que cette augmentation aurait produit n'a évidemment rien de commun avec le mode de formation préconisé par les défenseurs des cratères de soulèvement. Il semble, au contraire, tout naturel de voir dans le gouffre de Palma le produit d'une explosion qui a détruit la partie centrale d'un cône volcanique.

L'île de Java. — M. Junghuhn, à qui la grandeur des phénomènes volcaniques dans l'île de Java permettait de soumettre la théorie de la formation des volcans à un contrôle en quelque sorte décisif, a résumé ses observations de la manière suivante :

1° Les fentes qui sillonnent les flancs des cônes volcaniques ne parviennent jamais jusqu'au sommet. Elles naissent fort au-dessous du cratère et atteignent leur plus grande largeur précisément aux points où la chute des eaux qui les parcourent en temps de pluies a dû agir avec le plus d'efficacité.

2° Si les laves sont inclinées jusqu'à 30 et même 36 degrés, les systèmes de fentes qui les découpent sont demeurés verticaux et n'ont, par suite, éprouvé aucun dérangement, comme cela aurait dû être si plus tard le relèvement du cône avait continué.

3° La formation tertiaire, très développée dans l'île de Java, dont elle forme les quatre cinquièmes, est quelquefois relevée en murs escarpés au voisinage des volcans ; mais c'est un relèvement d'ensemble et non suivant un cône et, de plus, ce relèvement n'a jamais été observé sur le flanc même des volcans.

Ce dernier fait est capital et il est pleinement d'accord avec ce qu'on observe, soit en Auvergne, où le calcaire lacustre qui supporte les grandes masses volcaniques du Cantal n'a pas été dérangé de son horizontalité, soit dans l'Eifel où la stratification des assises dévoniennes traversées par les épanchements éruptifs ne manifeste jamais le moindre symptôme de relèvement conique. Ce mode de dérangement ne peut donc être invoqué par les partisans de la théorie des cratères de soulèvement que quand il s'agit de tufs et de coulées, c'est-à-dire de roches d'origine manifestement volcanique et qui ont pu tout aussi bien recevoir leur inclinaison actuelle des conditions primitives de leur dépôt.

Conclusions. — C'est en vain que pour sauver au moins quelque chose de la théorie de Léopold de Buch, ses défenseurs viendraient alléguer, comme on l'a fait parfois, qu'une montagne volcanique dans les fissures de laquelle la lave est continuellement injectée, doit nécessairement éprouver une augmentation de volume qui se traduit au dehors par une certaine intumescence.

D'une part, il serait peut-être permis de répondre que toute production de fentes correspond, en général, à un effondrement, causé par les cavités que l'épanchement des laves au dehors ne peut manquer de déterminer sous les volcans ; de telle sorte qu'en venant s'injecter dans les fentes produites, la lave

Digitized by Google

pourrait ne faire que combler des vides. Mais en admettant même qu'il puisse y avoir, par le fait des laves, un certain accroissement de la masse du cône, un tel accroissement, produit d'éruptions successives, n'a quoi que ce soit de commun avec le relèvement en masse dont nous avons, au début de cette étude, indiqué la formule. Il s'agit, comme dit fort justement Poulett-Scrope, « de savoir si le volcan a surgi tout entier du sein de la terre, d'un seul coup, gonflé comme une vessie par un seul effort (1). » Telles sont, en effet, les expressions mêmes dont se sont servis de Buch, Humboldt et leurs successeurs. Or, à cette question les observations recueillies dans toutes les parties du globe permettent de faire une réponse résolument négative.

Dômes d'intumescence. — Maintenant existe-t-il des points où l'intumescence progressive d'un grand massif volcanique ait été constatée? Si l'on se bornait aux observations faites en Europe ou dans les Indes néerlandaises, il faudrait répondre que non. Mais, à en juger par les dernières études de M. K. Gilbert sur le territoire méridional de l'Utah (2), les choses se passent différemment dans cette partie de l'Amérique. M. Gilbert y a constaté l'existence de masses trachytiques formant des lentilles ou plutôt des dômes au milieu des roches sédimentaires des Monts Henry. Il a donné à ces intrusions le nom de *Laccolithes* (fig. 98).

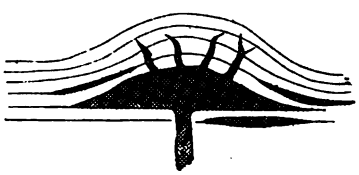

Fig. 98. — Dômes formés par l'injection de masses trachytiques dans les terrains sédimentaires des monts Henry (d'après M. Gilbert).

Ainsi le mont Ellsworth forme un dôme ovale de 4800 mètres de petit axe sur 6400 mètres de grand axe et 1500 mètres de hauteur, qui s'élève au milieu du terrain environnant comme une grande taupinière. Les couches de grès qui le composent, horizontales au sommet, plongent jusqu'à 45° sur les flancs et redeviennent à peu près horizontales à la base; nulle part on ne voit le *nucleus* trachytique, mais les filons sont nombreux. Le dôme du mont Hiller a 2000 mètres de hauteur avec une base de 6400 sur 5200 mètres. La moitié de la couverture sédimentaire, celle qui devrait reposer sur le sommet, fait défaut et le trachyte apparaît à nu, entouré jusqu'à mi-hauteur par une ceinture de couches sédimentaires arquées.

M. Dana attribue la formation des *laccolithes* à la résistance opposée par le trachyte, solidifié dès son injection dans les premières fissures du terrain; ces culots, en bouchant les orifices par où la lave pouvait continuer à s'épancher, l'auraient obligée à dépenser tout l'effort de sa pression dans le soulèvement de l'obstacle opposé à son écoulement.

Il est à remarquer que M. Gilbert ne signale nulle part de crevasses étoilées

(1) Poulett-Scrope, *Mémoire sur le mode de formation des cônes volcaniques*, trad. Pieraggi, p. 15. — *Quarterly Journal of the geol. Society of London*, nov. 1859.

(2) *Report on the geology of the Henry mountains.* — *American Journal*, 3e série, XIX, p. 17.

Digitized by Google

sur les flancs de ces dômes. En outre, la figure qui reproduit les circonstances de ces curieuses éruptions montre bien qu'il ne s'agit nullement d'un effort mécanique profond, mais bien d'une intumescence superficielle. Il n'y a d'ailleurs, dans le voisinage, aucune trace d'actions explosives ni de débris projetés.

Observons enfin que le fait signalé par M. Gilbert n'appartient pas en propre à la catégorie des phénomènes actuels, ni même à celle des volcans, dont il n'y a pas de traces dans le voisinage. C'est une *structure d'éruption*, de date relativement ancienne, pour l'explication de laquelle on propose une hypothèse dépourvue jusqu'ici de toute vérification directe. On doit reconnaître néanmoins que les faits observés à Santorin rendent cette explication assez vraisemblable et que, si des dépôts marins sédimentaires avaient eu le temps de se former au fond de la baie pendant que le volcan était en repos, l'intumescence qui a amené au jour les Kaménis aurait pu soulever ces dépôts en les redressant sur les bords.

§ 3

RÉPARTITION DES VOLCANS.

Importance de cette recherche. — Après avoir décrit les diverses manières d'être que l'activité volcanique est susceptible de revêtir, il y a lieu de rechercher si ses manifestations doivent être envisagées comme des phénomènes locaux ou si, au contraire, il est nécessaire de les rattacher à une cause générale. On conçoit que la première manière de voir ait trouvé des partisans à l'époque où le monde savant ne connaissait guère, en fait de volcans, que ceux du bassin de la Méditerranée; et encore, le plus souvent, pour en avoir entendu parler plutôt que par une observation directe. C'était le temps où Werner admettait que l'inflammation spontanée de gisements de combustibles suffisait à expliquer les phénomènes volcaniques, et où, forts de l'expérience de Lémery, qui produisait un volcan en miniature avec du soufre et de la limaille de fer humide, les Neptuniens voyaient, dans l'oxydation des pyrites et autres réactions du même ordre, une source de chaleur capable de produire des émissions de laves et des projections de scories.

Ces idées exclusives comptent aujourd'hui bien peu de défenseurs; néanmoins on ne saurait dire qu'elles aient entièrement disparu de la science et, en tout cas, la question des causes de la *volcanicité* ou du *volcanisme*, pour employer des termes assez souvent usités, est une de celles qui provoquent encore aujourd'hui le plus de contradictions. Pour essayer, sinon de la résoudre entièrement, du moins d'y porter quelque lumière, la première chose à faire est de reconnaître dans quelle mesure et suivant quels principes l'activité volcanique est aujourd'hui distribuée à la surface du globe.

Nombre des volcans. — Le nombre des volcans existants est difficile à apprécier, si l'on veut se borner à indiquer ceux qui, depuis les temps historiques,

Digitized by Google

ont donné des signes de vie authentiques autrement que par des sources thermales ou des solfatares. Humboldt énumérait 223 volcans actifs. M. Keith Johnston en a admis 270, dont 190 dans le seul domaine de l'océan Pacifique. M. Woodward (1) n'en compte que 226. Encore, d'après M. Credner (2), n'y en aurait-il que 139 qui aient été en éruption depuis le milieu du dix-huitième siècle. M. Fuchs (3), qui a dressé récemment une statistique particulièrement soignée, compte 323 volcans ayant donné, depuis trois siècles, des preuves de leur activité.

Quant aux volcans réellement éteints, leur nombre est d'au moins quatre cents et même, pour quelques auteurs, il dépasserait notablement ce chiffre. On conçoit d'ailleurs que l'exacte évaluation en soit impossible, car, sur un groupe de volcans éteints et en partie démantelés, à quels caractères pourra-t-on distinguer sûrement les cratères principaux des cônes parasites?

Mais ce qui importe beaucoup plus que le nombre des bouches volcaniques, c'est la position qu'elles occupent sur le globe. Les volcans sont-ils concentrés en quelques points privilégiés, de telle sorte qu'on puisse à la rigueur leur assigner une cause locale, ou bien leur mode de distribution n'impose-t-il pas l'idée d'un phénomène général, s'étendant sur tout l'ensemble de la surface terrestre? Telle est la question qu'il convient maintenant d'examiner.

Distribution géographique des bouches volcaniques. — Tout d'abord, il n'est aucun méridien ni aucun parallèle de latitude sous lequel on ne puisse s'attendre à trouver des volcans. Au pôle nord comme au pôle sud, aux latitudes moyennes comme à l'équateur et à toutes les distances possibles de l'origine des méridiens, il n'y a pas de situation géographique qui paraisse incompatible avec l'existence d'évents volcaniques. Si donc la distribution n'en est pas uniforme, du moins elle n'est pas non plus localisée dans une partie déterminée du globe.

Cependant il est un fait trop général pour n'avoir pas, depuis longtemps, frappé les observateurs. Tous les volcans actifs se trouvent sur des îles ou dans le voisinage immédiat de la mer. On en a tiré cette conclusion que l'Océan était un facteur nécessaire de la production des phénomènes volcaniques. Pour bien juger de la valeur de cette conception, examinons de près les diverses circonstances de la distribution des volcans.

Cercle volcanique du Pacifique. — On se rappelle que le globe est sillonné par trois dépressions longitudinales, celle du Pacifique, celle de l'Atlantique et celle de l'océan Indien, auxquelles s'ajoute une dépression transversale méditerranéenne (4).

Or tout le pourtour de l'océan Pacifique n'est autre chose qu'un immense anneau de feu, sur la circonférence duquel l'activité volcanique est à peu près ininterrompue. Ce cercle commence à la Nouvelle-Zélande, par les volcans

(1) *Geological Magazine*, 1871, p. 340.
(2) *Traité de Géologie*, p. 133.
(3) *Les Volcans et les tremblements de terre*, Paris, 1878, p. 33.
(4) Voy. *ante*, p. 55 et 56.

Digitized by Google

encore fumants de Tongariro et de Whakari, le premier dépassant 3000 mètres de hauteur ; les îles Viti, avec leurs anciens cratères où des sources thermales se font jour, relient la Nouvelle-Zélande aux volcans actifs des Nouvelles-Hébrides, de Santa-Cruz et des îles Salomon. Alors commence la série des îles de la Sonde. la plus remarquable de tout le globe par le nombre et la grandeur des bouches volcaniques. En y comprenant les Philippines et les Moluques, on peut compter 49 volcans actifs ; mais si l'on ajoute les volcans éteints, le nombre total s'élève à 109, dont 45, d'après M. Junghuhn, pour la seule île de Java. Parmi ces derniers il y a quelques colosses, comme le Tengger, haut de 2915 mètres, avec un cratère de plus de 9 kilomètres de diamètre, pourvu de quatre cônes éruptifs distincts ; le Sémeru, qui a 3740^{m} d'altitude ; l'Idjeng, formant un groupe annulaire, haut de 3300 mètres, avec cratères-lacs et plusieurs cônes actifs, tels que le Raun, qui s'élève à 3400 mètres.

Au nord de Luçon, l'anneau volcanique se relie aux îles Kouriles par les cônes fumants de Lieou-Kieou et ceux du Japon, que domine le gigantesque Fusino-Yama, haut de 4000 mètres ; ce volcan, dont la cime est couverte de neiges persistantes, a eu de nombreuses éruptions, dont les plus remarquables se sont succédé depuis 286 avant J.-C. jusqu'en 1707.

Les îles Kouriles renferment 20 volcans, dont 10 actifs. Ensuite viennent les 38 volcans du Kamtschatka, dont 12 sont encore en activité. Le Schewelutsch, haut de 3215 mètres et le Klioutchevskoï, dont la cime atteint 5000 mètres, étaient l'un et l'autre en éruption en 1854. Les 48 cônes des îles Aléoutiennes, qui tous ont été en activité dans les temps modernes et dont l'un, celui de Tanaga, est si haut que les neiges persistantes en couvrent la moitié, relient la série des Kouriles avec celle de la presqu'île d'Alaska. A l'extrémité de cette dernière se dresse, à 2420 mètres, le cratère actif d'Ounimak.

La presqu'île d'Alaska compte 5 volcans. A la suite, sur la côte américaine, s'élèvent 2 volcans actifs, le mont Saint-Élie, haut d'environ 4500 mètres et le mont du Beau-Temps (*Fair Weather*), dépassant 4000 mètres, auxquels succèdent les volcans de la Colombie anglaise et les cratères, aujourd'hui presque tous en repos, de la chaîne des Cascades dans l'Orégon. Parmi ceux-ci, les pics Baker, Rainier et Saint-Helens continuent à rejeter de la fumée et des cendres par leurs cimes, hautes de 3000 à 4000 mètres.

A peine interrompue en Californie et dans le Mexique septentrional, l'activité volcanique recommence, plus condensée que jamais, au Mexique où une série de volcans traverse tout le plateau d'Anahuac, de l'océan Pacifique au golfe du Mexique ; le Colima, le Xorullo, le Nevado de Toluca, l'Istacihuetl, le Popocatepetl, haut de 5100 mètres, l'Orizaba au cône si majestueux, dont le sommet dépasse encore 5000 mètres d'altitude, le Tuxtla, enfin le Ceboruco, qui n'est connu que depuis 1870, sont les principales bouches de ce riche foyer. L'Amérique centrale compte 25 volcans actifs (1), s'alignant en deux chaînes et dont

(1) Fuchs, *op. cit.*, p. 33.

Digitized by Google

plusieurs sont célèbres par les désastres que leurs explosions ont entraînés. Tels sont l'Agua (4500 mètres), le Fuego (plus de 4000 mètres), tous deux au Guatemala, l'Isalco de San-Salvador, le Coseguina de Nicaragua, etc. La Colombie équatoriale compte le Tolima, haut d'environ 5000 mètres, le Puracé et le Pasto.

Au sud se déroule l'admirable groupe des 16 volcans de l'Équateur, concentrés dans un espace elliptique dont le grand axe n'a pas 200 kilomètres et où s'élèvent les cimes du Tunguragua (4900 mètres), du Carguairazo, du Cotopaxi (près de 6000 mètres), de l'Antisana (5700 mètres), du Pichincha (4700 mètres), et du Sangay (5300 mètres). Le Pérou, la Bolivie et le Chili offrent près de 23 volcans actifs, parmi lesquels ceux de Misti, près d'Arequipa (5500 mètres) et de Gualatieri (6700 mètres, dont 1500 mètres pour le cône tronqué, très régulier, qui le termine). Quelques cratères bordent encore l'Amérique du Sud jusqu'à la Terre de Feu que les îles Shetland, également volcaniques, relient aux cratères antarctiques Erebus et Terror; enfin ceux-ci, à leur tour, se rattachent par quelques îlots à la Nouvelle Zélande.

Dans l'intérieur de ce cercle gigantesque, en dehors des volcans sous-marins que l'immense nappe d'eau du Pacifique peut cacher à nos regards, l'activité interne se révèle encore par les cratères des Mariannes, des Galapagos et des îles Sandwich.

Autres régions volcaniques marines. — La dépression Atlantique nous offre les volcans insulaires de Jan Mayen et de Bird's Island, puis les neuf volcans de l'Islande, dont les plus importants sont l'Hécla (1654 mètres) et le Skaptar-Jökull. Ensuite viennent ceux des Açores, des Canaries que domine la masse imposante du Pic de Teyde, à 3800 mètres de hauteur, ceux du Cap Vert et de la côte de Guinée, où se dressent les pics de Fogo (2830 mètres) et de Clarence dans l'île de Fernando-Po. Enfin, après avoir ramassé sur sa route les volcans éteints d'Ascension, de Sainte-Hélène et de Tristan d'Acunha, la chaîne Atlantique vient se souder, par les Shetland, à celle du Pacifique.

Quant à l'Océan Indien, il comprend, avec les îles Crozet, Amsterdam et Saint-Paul, dont les cratères sont aujourd'hui éteints, les îles volcaniques voisines de Madagascar, un cône actif, paraît-il, près du gigantesque Kenia, situé sur la côte orientale de l'Afrique, quelques volcans dans la presqu'île de Somalis, ceux de l'Abyssinie, dont la plupart étaient actifs du temps des Ptolémées, et plusieurs cônes actifs en Arabie, sur les bords de la mer Rouge, qui peut être considérée comme une dépendance de la mer des Indes.

Enfin le caractère volcanique de la grande dépression méditerranéenne n'est pas moins accusé. Il suffit, pour le prouver, de citer les volcans des Antilles, ceux de l'Italie et de l'archipel Grec, du Caucase et de l'Arménie; puis, entre l'Asie et son prolongement méridional australien, ceux de l'Indo-Chine, venant se souder par Sumatra à la ceinture éruptive du Pacifique. Ajoutons que, par leur position dans la zone tropicale, les volcans des îles Sandwich et ceux des

Digitized by Google

Galapagos peuvent être à bon droit rattachés à la dépression intercontinentale. La même conclusion s'appliquerait aussi aux Canaries et aux Açores, qui marquent l'entrée de la Méditerranée et aussi celle de la dépression saharienne.

Coïncidence des chaînes volcaniques avec les grandes lignes de dépression. — On voit donc que, sur la surface du globe, les grandes zones déprimées sont, par excellence, des zones volcaniques. Il y a plus, l'activité éruptive paraît atteindre son maximum aux points où la dépression intercontinentale vient rencontrer les trois autres. Ainsi les volcans si pressés du Mexique et des Antilles sont situés à l'intersection de la chaîne américaine et de la chaîne méditerranéenne et c'est à la rencontre de cette dernière avec la partie occidentale de la ceinture du Pacifique que le phénomène volcanique acquiert, dans les îles de la Sonde, sa plus grande ampleur. De même il semble que le croisement de la ligne intercontinentale avec celle de l'Atlantique ait accentué dans ce dernier océan le caractère volcanique, d'ordinaire beaucoup plus atténué que celui du Pacifique, en donnant naissance aux volcans des Canaries et du Cap Vert.

L'étude de la répartition des volcans suggère une autre remarque d'une grande importance : c'est qu'ils se rencontrent presque toujours *sur le flanc le plus roide* des rides de l'écorce terrestre. Ainsi on en chercherait vainement sur les côtes orientales des États-Unis ou sur celles du Brésil, entourées, comme on sait, d'une plate-forme sous-marine à faible profondeur, qui prolonge au large le domaine des continents. Pour la même raison, ils font défaut le long des côtes du nord-ouest de l'Europe ainsi que sur le littoral arctique. Au contraire, tous ceux de la ceinture orientale du Pacifique appartiennent à une côte abrupte, qui s'enfonce rapidement sous les flots de l'Océan. Ceux de la Nouvelle-Zélande et des îles Mariannes longent une portion du Pacifique où la sonde s'enfonce presque de suite à plus de 6000 mètres, et la belle série du Japon, des Kouriles et du Kamtschatka marque l'arête d'un talus escarpé qui plonge jusqu'à 8000 mètres au-dessous du niveau de la mer. De même, devant les Antilles, on atteint rapidement des fonds de 6000 et même 7000 mètres et une chute du même genre, quoique moins brusque, se fait remarquer au large de Java et de Sumatra.

Il est donc bien vrai, comme on a coutume de le répéter, que les volcans sont situés, presque sans exception, sur des îles ou sur des côtes; mais ce n'est pas à cause de la mer qui baigne ces rivages, car on comprendrait mal l'absence du phénomène volcanique sur tout le littoral atlantique de l'Amérique. C'est parce que les volcans jalonnent des lignes de *brusque dépression*, dont le parcours ne peut manquer de coïncider avec un rivage maritime. Aussi est-il excessif de vouloir tirer de cette remarque la conclusion que la mer est nécessaire à la production des phénomènes volcaniques. La vérité est que ces phénomènes doivent avoir la même origine que les mouvements par lesquels la croûte terrestre, en s'affaissant, définit les zones où doit venir s'accumuler l'élément liquide. L'activité volcanique a son siège principal sur les points où les mouvements de l'écorce pa-

Digitized by Google

raissent avoir été le plus accentués. De plus l'importance des éruptions semble en rapport direct avec l'amplitude des affaissements survenus, puisque les manifestations volcaniques, au voisinage du Pacifique, dépassent incomparablement en intensité celles de l'Atlantique. Pour tous ces motifs il est difficile de se refuser à voir, dans l'existence des volcans, une conséquence, aussi directe que générale, des réactions provoquées par l'énergie interne de notre globe.

Volcans continentaux. — Cette localisation des volcans sur le bord des zones déprimées est un fait universel qui se vérifie jusque dans l'intérieur des continents. Ainsi l'Asie centrale est traversée par une zone d'affaissement, suite naturelle de la dépression aralo-caspienne et qui est caractérisée par le bassin du Lob-Nor et celui du grand désert de Gobi.

Or le premier est borné au nord par la chaîne gigantesque du Tian-chan ou des Monts Célestes, où il a certainement existé des volcans. D'après les chroniques chinoises, le Pe-chan, situé dans cette chaîne, aurait vomi, jusqu'au septième siècle de l'ère chrétienne, « du feu, de la fumée et de la pierre fondue durcissant à l'air ». Le fait a été plus d'une fois révoqué en doute; mais l'incertitude à cet égard n'est plus possible depuis que, au sud d'Oumritsi, presque à l'extrémité orientale de la chaîne, Stoliczka a traversé une contrée volcanique des mieux caractérisées avec ses coulées de lave basaltique, ses cônes d'éruption et ses cratères ébréchés (1).

On a essayé de rattacher l'ancienne activité volcanique du Thian-chan à la présence de mers intérieures aujourd'hui desséchées. Mais l'existence de ces mers n'attestait qu'une chose, c'est que ces régions faisaient alors partie d'une zone déprimée. D'ailleurs la mer n'a joué aucun rôle dans d'autres éruptions non moins incontestables, comme par exemple celles de la Mandchourie. Ainsi il existe au sud d'Aïgoun, à plus de *neuf cents kilomètres* de la mer et loin de toute masse tant soit peu importante d'eau douce ou salée, une région volcanique où des éruptions ont certainement eu lieu en 1721 et 1722. Le Russe Vasilyev a retrouvé les rapports détaillés des savants chinois, décrivant la formation de cratères et de courants de lave, la projection de débris, les nuages de vapeurs, les émanations de fumerolles sulfureuses. Le nom même de la montagne, Ouyoun-Kholdongi ou « Dix Buttes », laisse soupçonner la formation, plusieurs fois répétée, de cônes de débris (2).

De même, vers les sources du Djounboulak, affluent de l'Oka, sur la frontière entre la Chine et la Sibérie, dans les monts Sayan, se trouvent deux buttes cratériformes, dites *tasses*, d'une hauteur de 125^{m} au plus. Une coulée de lave de 20^{km} de longueur s'en échappe, recouverte par des blocs de granite; or il n'y a, en fait de masses d'eau dans le voisinage, que les lacs d'eau douce du Baïkal et du Koso-gol (3).

(1) Reclus, *Nouvelle Géographie universelle*, IV, p. 11.
(2) Id., *ibid.*, VI, p. 348. — Semenow in Naumann, *Lehrbuch*, I, p. 76.
(3) Kropotkin in Reclus, *Nouvelle Géographie universelle*, VI, p. 732.

Digitized by Google

Ces volcans intérieurs s'expliquent suffisamment, au contraire, si l'on réfléchit qu'ils jalonnent le bord septentrional de la dépression du désert de Gobi.

Conclusions. — En résumé, les volcans sont situés sur des lignes d'affaissement relativement brusque, qu'il semble légitime de regarder, à priori, comme les lignes de moindre résistance de la croûte terrestre. Or une idée se présente naturellement à l'esprit, c'est que ces directions doivent être en même temps des lignes de fentes. L'observation vérifie cette induction en nous montrant que la plupart des volcans forment des séries linéaires parfaitement alignées. Ainsi rien n'est plus net que la direction rectiligne des volcans du Chili et du Mexique, s'étendant, la première sur 1500, la seconde sur 1000 kilomètres. De même, du mont Cameron à l'île d'Annebon, les volcans de la côte de Guinée forment une droite parfaite. Si, à Java, on trace une ligne droite suivant l'axe principal de l'île, on peut constater qu'elle passe exactement par les volcans Salak, Gédé, Slamat, Sumbing, Merbabu, Lawu, Tengger et Idjeng. Les volcans du haut plateau de Quito, ceux de la partie occidentale de Java et ceux d'Auvergne se partagent en deux lignes; enfin les volcans du Kamtschatka en forment trois.

Quant aux *groupes de volcans*, comme il s'en rencontre dans certains parages, un examen plus attentif permet généralement d'y reconnaître le croisement de plusieurs directions distinctes.

Or nous avons dit que, sur un volcan déterminé, le fait dominant de chaque éruption était, en général, l'ouverture d'une fente ou d'une ligne de crevasses, sur laquelle la projection des matériaux faisait naître un certain nombre de cratères adventifs bien alignés. N'est-il pas permis d'en conclure que les grandes lignes d'affaissement du globe, coïncidant avec le bord escarpé des dépressions océaniques, nous offrent, sur une échelle incomparablement plus grande, la reproduction du même phénomène? Et comme la fente caractéristique d'une éruption est moins une crevasse unique qu'une zone fissurée, de même les grands alignements volcaniques sont marqués par des fentes multiples, dont l'ensemble accuse la moindre résistance de la croûte sur leur parcours. Sur chacune de ces fentes, les cônes volcaniques se succèdent à la manière des cratères adventifs de l'Etna, mais avec des dimensions en rapport avec la grandeur d'un phénomène devenu tout à fait général.

Telle est donc l'idée que nous croyons devoir nous faire de l'ensemble des manifestations volcaniques. A la faveur des fentes ouvertes dans l'écorce au voisinage des brusques inflexions de son relief, les matières, liquides ou gazeuses, contenues dans l'intérieur, tendent à s'épancher au dehors en élevant, autour des orifices de sortie, à l'aide des matériaux rejetés, des cônes parfois gigantesques. Il nous reste maintenant à examiner quelle est l'étendue probable des foyers ignés, à quelle cause leur existence peut être attribuée, enfin sous quelles influences il est permis de penser que se produisent leurs paroxysmes.

Digitized by Google

§ 4

CAUSES DU VOLCANISME

Probabilité de l'existence d'une nappe fluide continue. — A maintes reprises on a essayé de soutenir qu'une nappe liquide continue, s'étendant partout au-dessous de l'écorce terrestre, n'était pas nécessaire à l'explication des phénomènes volcaniques et qu'il suffisait parfaitement d'admettre l'existence de *lacs intérieurs* de lave, occupant certaines cavités voisines de la surface, dans un globe aujourd'hui tout entier solide.

Pour apprécier la valeur de cette conception, il suffit de se rappeler ce que nous venons de dire au sujet de l'étendue embrassée par les séries de bouches volcaniques en activité. Personne ne supposera qu'il faille installer un lac de lave distinct au-dessous de chacun des volcans qui bordent le Pacifique ; car autant vaudrait soutenir qu'à l'Etna, par exemple, il y autant de réservoirs de lave que de cratères adventifs pouvant entrer en éruption conjointement avec le cône principal. Dès lors il faut reconnaître que la matière fondue forme, au-dessous de la surface solide, au moins autant de *traînées continues* qu'il y a de lignes de volcans. Or dans le Pacifique, non seulement ces traînées dessinent un réseau assez serré, mais quelque partie du fond que la drague explore loin des côtes, presque toujours elle permet d'y constater l'existence de tufs d'origine volcanique. Par suite on ne peut raisonnablement se refuser à admettre que le Pacifique tout entier doit reposer sur un lac de lave. Mais l'étendue de cet océan est telle, relativement à l'ensemble du globe, qu'il devient puéril d'hésiter à considérer comme des dépendances de ce grand réservoir tous les lacs qu'il faut imaginer au-dessous de l'Atlantique, de la Méditerranée ou des mers polaires. D'ailleurs le phénomène volcanique, considéré dans ses grands traits, est le même partout et il y a moins de différence entre les manifestations de deux foyers distincts, tels que la Méditerranée et les îles de la Sonde, qu'entre les divers volcans d'un même foyer, tels que l'Étna, le Vésuve, le Stromboli et les Cyclades. Enfin cette augmentation de chaleur avec la profondeur, que nous avons enregistrée comme un fait universel, se produit aussi bien dans les régions dépourvues de volcans que dans les autres.

Il nous semble donc que tout s'accorde à démontrer l'existence, dans la profondeur, d'une masse liquide continue, qui forme le foyer commun auquel viennent s'alimenter les volcans. Cette masse s'étend-elle jusqu'au centre du globe ou se borne-t-elle à constituer une couche sphérique, séparant l'écorce solide d'un noyau également solide ? C'est une question sur laquelle il faut avouer que la géologie ne peut nous fournir aucune lumière et dont on doit laisser la solution aux physiciens et aux astronomes, si tant est qu'ils y puissent parvenir. Pour nous, il nous suffit de savoir qu'à des profondeurs encore inconnues l'écorce

Digitized by Google

terrestre doit cesser d'être rigide et s'appliquer, par sa face inférieure, sur un bain de matières portées à une température extrêmement élevée.

Mode de pénétration de la nappe à travers l'écorce. — Cela posé, cette masse liquide rencontre, dans l'écorce qu'elle supporte, des parties faibles, formant comme autant de sillons intérieurs dans lesquels elle pénètre et ces sillons aboutissant à la surface par des fentes, la matière fondue s'y élève, non pas partout, mais dans les points privilégiés où les fentes sont demeurées suffisamment ouvertes. De cette manière s'explique la liaison que nous avons constatée entre les lignes volcaniques et les directions de moindre résistance de la croûte terrestre. Maintenant, si le réservoir interne est commun à tous les volcans, les parties de ce réservoir qui s'élèvent dans les sillons et de là dans les fentes sont de plus en plus séparées les unes des autres à mesure qu'elles montent plus haut. Telle est la raison de l'indépendance des foyers volcaniques distincts. Ces foyers s'alimentent bien tous à la même masse, mais parfois à des parties très différentes de cette masse, dont la composition peut varier d'un point à un autre et surtout en raison de la profondeur, les couches y étant superposées par ordre de densités. D'ailleurs rien ne doit être plus irrégulier que le parcours des fentes qui arrivent jusqu'à la surface et dans chacune desquelles la lave doit circuler pendant bien des milliers de mètres avant de s'échapper au dehors ; aussi plusieurs volcans très voisins se montreront-ils souvent indépendants les uns des autres, tant sous le rapport des produits rejetés que sous celui des périodes de paroxysmes, par exemple le Vésuve, l'Etna et l'archipel grec. Néanmoins, à de certaines époques, leur mutuelle liaison éclatera aux yeux d'une manière indiscutable ; c'est ainsi qu'en 1865 l'Etna et le Vésuve ont été en même temps en éruption, tandis que le Stromboli subissait un redoublement d'activité ; et l'année suivante commençaient les remarquables manifestations de Santorin.

En résumé, la cause essentielle du phénomène volcanique serait l'ascension, à travers les fissures de l'écorce terrestre, des matières liquides au-dessus desquelles cette écorce est comme suspendue. Mais pourquoi cette ascension, au lieu de se faire d'une façon continue et régulière, affecte-t-elle une manière d'être paroxysmale et d'où viennent ces abondants dégagements de gaz qui déterminent les violentes explosions des volcans ? Telle est la question qu'il nous reste maintenant à examiner.

Causes des paroxysmes. Hypothèse marine. — En considérant, d'une part, la situation de presque tous les volcans sur les bords de la mer, d'autre part le rôle prépondérant joué dans les éruptions par la vapeur d'eau (M. Fouqué a évalué à plus de deux millions de mètres cubes la masse d'eau rejetée par l'Etna pendant cent jours en 1865), plusieurs géologues, et parmi les premiers, Abich et Durocher, ont été conduits à penser que la pénétration de l'eau de la mer dans le voisinage du foyer interne devait être considérée comme la cause déterminante des paroxysmes volcaniques. On s'est autorisé d'une expérience de M. Daubrée qui a vu une plaque de grès, de deux centimètres d'épaisseur, traversée par une

Digitized by Google

mince couche d'eau, bien que sa face intérieure fût à la température de 160 degrés et supportât une contre-pression de 2 atmosphères et on en a conclu que le voisinage de masses très chaudes devait attirer, en quelque sorte, l'eau de la mer en la faisant arriver par capillarité jusqu'au contact de la lave fondue. Là elle se vaporisait subitement et déterminait par sa pression la violente ascension de la lave dans la cheminée volcanique.

Comme preuve à l'appui de cette théorie, on s'est plu à remarquer que les produits gazeux dégagés par les volcans étaient précisément ceux qui peuvent résulter de l'évaporation ou de la décomposition de l'eau de mer : ainsi le chlorure de sodium, les alcalis, l'acide chlorhydrique. M. Fouqué (1) a prouvé expérimentalement que la vapeur d'eau suffisait pour décomposer le sel marin et engendrer de la soude et de l'acide chlorhydrique. Il a fait voir également qu'en présence de cette même vapeur, le sulfate de chaux et le chlorure de sodium donnaient du sulfate de soude; quant à l'hydrogène sulfuré, ce gaz ne demande pour se produire, dans les mêmes conditions, qu'une atmosphère réductrice et du soufre, dont le sulfate de chaux de l'eau de mer serait sans doute la source.

Toutefois nous pensons qu'une telle manière de voir se heurte aux plus graves objections. En premier lieu, il est très difficile de se figurer des masses d'eau arrivant jusqu'au contact de la lave autrement qu'à l'état de vapeur et, par suite, débarrassées de tous les sels qu'elles contenaient en dissolution. Ensuite, si c'est la pression de l'eau vaporisée qui fait monter la lave, on ne s'explique pas, comme l'a fort bien remarqué M. Contejean (2), que cette ascension suive, au lieu de le précéder, l'abondant dégagement de vapeur d'eau qui signale toujours le commencement des éruptions. Il n'est d'ailleurs pas beaucoup plus aisé de dire comment peut se produire le mélange de l'eau et de la lave, mélange tellement intime que, de l'aveu même de M. Fouqué, l'un des défenseurs de cette manière de voir, c'est du sein de sa masse et par un simple phénomène *d'évaporation tranquille*, que la lave laisse s'échapper les éléments des fumerolles les plus chaudes. En outre, nous savons qu'à l'abri de l'air la lave se montre riche en gaz combustibles, attestant qu'elle s'est trouvée, jusqu'à son épanchement final, dans un milieu réducteur. Or comment un tel milieu pourrait-il résulter, même de la dissociation de l'eau, qui laisserait toujours l'oxygène en présence des corps oxydables? Enfin comment la petite quantité d'acide carbonique contenue dans l'eau de la mer donnerait-elle lieu aux abondants dégagements carbonés qu'on observe, surtout à la fin des éruptions?

Ajoutons que, de tous les volcans, ceux qu'on peut considérer comme le plus franchement marins sont, en Europe, le Stromboli et, dans le Pacifique, le cratère de Kilauea. Or l'un et l'autre ignorent absolument les paroxysmes, le niveau de la lave y est à peu près constant et à Kilauea du moins, il n'y a jamais d'abondants dégagements de vapeur d'eau. Ce ne sont pourtant pas les communi-

(1) *Comptes rendus*, LXII, p. 607.
(2) *Géologie et paléontologie*, Paris, 1874, p. 330.

Digitized by Google

cations par fissures qui doivent faire défaut entre la mer et les réservoirs de lave de ces volcans, car les îles Lipari sont une région de tremblements de terre et, plus d'une fois, les laves de Kilauea ont trouvé dans la mer une issue souterraine directe. Chose remarquable ! quand cette circonstance s'est produite, il n'y a pas eu d'explosions violentes ; on n'en a été averti que par des masses de poissons morts venant flotter à la surface et par une élévation momentanée de la température de la mer. D'où il semble légitime d'inférer que quand le domaine maritime et celui des laves se trouvent en contact, c'est le second qui doit refouler et envahir le premier.

Grande distance de certains volcans à la mer. — Si péremptoires que soient ces raisons, il en est d'autres qui nous paraissent encore plus décisives. Que pour un volcan situé, comme le Vésuve ou l'Etna, sur les bords de la mer, on admette une infiltration de cette dernière à travers les fissures du sol, cela ne soulève aucune difficulté sérieuse ; mais comment étendre la même conclusion à des bouches volcaniques situées à cent kilomètres et plus de toute côte? Comment imaginer que l'eau marine exécute souterrainement un pareil parcours, à travers mille canaux sinueux, en demeurant d'ailleurs chargée de tous ses principes salins? Telle est pourtant l'extrémité à laquelle on sera réduit si l'on veut appliquer la théorie à la plupart des volcans de la chaîne des Andes. C'est, en effet, une grande illusion de les considérer comme situés au bord de la mer sur la foi des cartes, nécessairement construites à une très petite échelle, par lesquelles ces régions du globe sont habituellement représentées. La vérité est que la distance du Tolima et du Cotopaxi à la côte est, en ligne droite, de *deux cents* kilomètres ; que l'Antisana en est éloigné de *deux cent trente* et que, du Sangay à la mer, on en compte environ *deux cent cinquante*. Or le Sangay est en activité constante et nous avons vu que le Cotopaxi donnait, avec la lave, de l'acide chlorhydrique, des gaz sulfurés et tous les produits habituels des fumerolles européennes. Le Popocatepetl, du Mexique, qui émet de l'acide chlorhydrique en abondance, est à 245 kilomètres de la mer ; et l'Ararat en est distant de 300 kilomètres. Quant au volcan de la Mandchourie, nous avons vu qu'il était à *neuf cents* kilomètres de toute masse d'eau, salée ou non. Enfin les volcans éteints de la chaîne des Puys, en Auvergne, autour desquels il y a tant de preuves manifestes d'émissions chlorhydriques et sulfureuses, se trouvaient, à l'époque de leur activité, séparés de la mer par trois cents kilomètres.

Or il suffit, à nos yeux, qu'il y ait un certain nombre de volcans à l'égard desquels l'intervention de l'eau de mer soit inadmissible, pour que cette intervention doive être considérée comme tout à fait inutile à la production des paroxysmes volcaniques. Nous n'attribuerons donc à la théorie qui l'invoque d'autre caractère que celui d'une conception ingénieuse, faisant connaître une source *chimiquement admissible* pour les produits gazeux des éruptions. Et de même qu'il nous semblerait insuffisant d'avoir constaté que le corps de l'homme est surtout composé de carbone, d'hydrogène, d'oxygène et d'azote pour en conclure

Digitized by Google

qu'il emprunte directement ces éléments à l'air atmosphérique, où ils sont tous contenus, de même nous ne saurions admettre que la présence, dans l'eau de mer, des éléments dégagés par les fumerolles volcaniques puisse tenir contre les raisons si graves qui viennent d'être développées.

Causes probables de l'ascension de la lave. — Mais il ne suffit pas d'avoir écarté, au moins d'une manière générale, l'intervention de l'eau de la mer dans les phénomènes volcaniques. Il nous reste à indiquer la cause probable de l'ascension de la lave ainsi que celle des projections et émanations gazeuses qui l'accompagnent.

L'ascension de la lave s'explique sans difficulté si l'on rattache, comme nous l'avons fait, le phénomène des volcans aux dislocations de la croûte du globe. En effet reportons-nous (fig. 99) aux notions que nous avons déjà exposées sur la

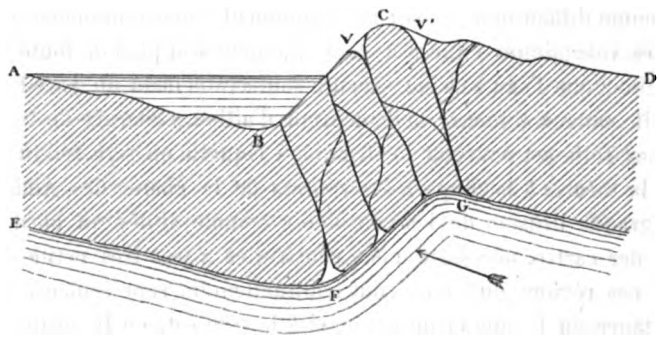

Fig. 99. — Diagramme montrant la relation des phénomènes volcaniques avec les dislocations de l'écorce terrestre.

forme générale des accidents de la surface terrestre (1). Soit ABCD une portion de cette surface embrassant en B une grande dépression maritime et en C une saillie continentale de premier ordre. Soit EFG la face inférieure de l'écorce, à laquelle nous supposerons, pour plus de simplicité, une épaisseur uniforme. Il est évident que la partie BFGC, comprise entre les deux inflexions BF et CG, est celle qui est soumise aux plus grands efforts de rupture. Il paraît donc inévitable que des cassures s'y produisent, demeurant plus ou moins béantes au voisinage des deux voûtes rompues, c'est-à-dire en F et en C. En outre on comprend sans peine que les actions de refoulement qui ont fait prendre à l'écorce la courbure indiquée doivent tendre à comprimer la masse fondue en G plus qu'en tout autre point. Cette masse sera donc injectée dans les fissures voisines de G et, si elle réussit à y pénétrer profondément, elle trouvera, auprès de l'arête culminante C, un chemin de plus en plus facile pour arriver jusqu'à la surface. Comme d'ailleurs c'est à gauche du point G que la partie inférieure des fentes est le plus praticable, les probabilités sont en faveur de l'arrivée de la lave sur le versant CB,

(1) Voy. *ante*, p. 79.

Digitized by Google

c'est-à-dire au bord de la mer qui remplit la dépression dont B occupe le fond. Des volcans pourront donc s'établir en V et peut-être aussi en V'.

La cause qui détermine le ploiement de l'écorce par compression latérale est facile à comprendre. Le noyau liquide se contracte sans cesse en perdant de sa chaleur, en même temps que sa masse propre diminue de tout ce qu'il laisse échapper au dehors par les fissures de la croûte; cette dernière finit par avoir trop d'ampleur pour rester appliquée sans rides sur la nappe fluide; de là une tendance nécessaire au ridement, tendance dont nous avons vu les traces se manifester partout, aussi bien à la surface de la terre ferme que dans la profondeur des océans.

Ainsi se constituent à la base de l'écorce, au-dessous des inflexions continentales les plus brusques, des espèces de sillons où la nappe fluide interne s'élève plus que partout ailleurs et sur le parcours desquels les volcans doivent s'échelonner en longues files. Dans les crevasses qui surmontent ces sillons, la lave comprimée tend d'elle même à s'élever, mais avec des intensités inégales, suivant la force avec laquelle les parties en voie d'affaissement compriment la nappe sous-jacente et la résistance très variable qu'oppose à l'ascension la forme des canaux et des crevasses arrivant au jour. C'est pourquoi deux nappes de lave très voisines, comme celles des deux cratères du Mauna Loa, peuvent parfois sembler, dans leurs mouvements, indépendantes l'une de l'autre. Il suffit qu'elles appartiennent à deux cheminées distinctes, ne se réunissant que dans la profondeur par des canaux qui peuvent n'être pas toujours libres.

Pour montrer que l'affaissement de l'écorce (dont il existe d'ailleurs tant de preuves directes) est une cause adéquate à l'effet que nous analysons, nous nous contenterons de rappeler le calcul fait par Cordier. Une compression qui réduirait de 1 millimètre seulement le diamètre de la nappe fluide interne ferait sortir au dehors une masse suffisante pour alimenter cinq cents éruptions volcaniques, dont chacune vomirait un kilomètre cube de lave. Or nous avons vu que des coulées représentant un huitième de kilomètre cube étaient tout à fait exceptionnelles. L'activité déployée par les volcans depuis les temps historiques n'a donc pas eu besoin de se traduire à la surface du globe par une diminution tant soit peu appréciable du rayon.

Origine des gaz dégagés. — Cherchons maintenant à nous rendre compte de l'origine des gaz dégagés dans les éruptions. Ces gaz, par les projections et les explosions qu'ils provoquent, impriment aujourd'hui aux manifestations de l'activité interne un caractère qu'elles n'ont vraisemblablement pas toujours possédé. Aussi l'étude de la cause qui détermine leur sortie offre-t-elle un intérêt tout particulier.

Ce serait une grave erreur de vouloir envisager la nappe fluide intérieure comme un bain de matières pierreuses ou métalliques, simplement fondues sous l'action de la chaleur. Il convient de se rappeler qu'à l'époque où la première croûte solide a dû se former sur le globe, la pression y était d'au moins deux

Digitized by Google

cent cinquante atmosphères, toute l'eau de nos océans existant alors à l'état de vapeur. Sous une telle pression, la masse fluide devait renfermer, outre les dissolvants variés à la faveur desquels a eu lieu souvent sa cristallisation, une notable proportion de gaz dissous. On sait que les métaux eux-mêmes, lorsqu'ils sont en fusion, absorbent une certaine quantité d'oxygène, et l'argent, en particulier, retient ce gaz avec une telle énergie qu'on a beaucoup de peine à l'en débarrasser pour obtenir une exacte détermination de son équivalent. Les parties supérieures du bain liquide devaient donc contenir, avec des éléments solubles tels que ceux qui étaient destinés à se précipiter plus tard en même temps que la masse océanique (chlorures alcalins, sulfates, etc.), des gaz et en particulier de l'hydrogène, dont l'affinité pour les métaux est bien connue. Or ce n'est pas à toute température que s'effectue le départ des gaz dissous dans un bain métallique, comme on peut s'en assurer par l'expérience du *rochage*, dont l'analogie avec les phénomènes volcaniques a été depuis longtemps signalée par Fournet. On sait que lors de l'affinage du plomb argentifère, il se fait dans la coupelle une absorption d'air par le bouton métallique. Quand ce dernier commence à se refroidir et est déjà recouvert d'une mince enveloppe solide, il arrive souvent que l'air dissous se dégage en crevant cette pellicule et en projetant au dehors une partie du noyau encore fondu.

N'est-il pas naturel, en conséquence, d'admettre que les gaz, emprisonnés à l'origine dans la masse fluide du globe et longtemps maintenus en dissolution par sa haute température, tendent aujourd'hui à s'échapper par suite des progrès du refroidissement? Ce serait alors la tension de ces gaz qui déterminerait les explosions volcaniques, et comme ni leur distribution en profondeur ni leur mode d'arrivée à la surface ne peuvent être partout identiques, la diversité des phénomènes d'explosion se trouverait suffisamment justifiée.

Nous avons d'ailleurs vu que ce qui domine dans les émanations gazeuses des volcans, partout où l'air atmosphérique n'a pas pu s'y mêler, c'est le caractère *combustible* et par conséquent *réducteur*. Ce fait est parfaitement d'accord avec ce que nous enseigne l'examen des couches profondes de l'écorce. De même que, d'après l'expérience acquise dans l'étude des produits de certaines sources minérales, il est probable que le dépôt des matières métalliques dans les filons s'est fait au sein d'un milieu réducteur, de même les roches lourdes et basiques de la série éruptive nous offriront la marque d'actions réductrices d'autant mieux caractérisées qu'elles ont dû venir de nappes situées plus bas. Ainsi l'existence des gaz combustibles dans le foyer interne se présente à nos yeux comme un fait général dans le temps et il y a lieu de croire que ces gaz, comme tous les autres produits volatils susceptibles de se dégager dans les éruptions, sont intimement mélangés à la masse fondue dont ils imprègnent toutes les parties.

Allure des paroxysmes. — En résumé, les manifestations volcaniques sont gouvernées par des causes profondes et qui, bien que se rattachant toutes à un même phénomène, celui du refroidissement progressif d'un noyau fondu, agis-

Digitized by Google

sent indépendamment les unes des autres. Les déplacements de l'écorce, en modifiant plus ou moins l'état des lignes de rupture et la tension acquise par les gaz à de certaines périodes, apparaissent comme les facteurs déterminants des paroxysmes volcaniques. Il n'est pas étonnant, dès lors, que ces paroxysmes n'offrent aucune périodicité régulière et se montrent indépendants de tous les phénomènes extérieurs tels que les saisons. Tout ce que l'on peut dire, c'est que les éruptions les plus violentes sont celles qui surviennent après une longue période de repos, d'où il semble permis de conclure que les gaz n'ont cessé de se dégager dans cet intervalle, jusqu'à ce que leur tension fût assez grande pour faire éclater l'obstacle. Ainsi l'éruption de 79 et celle de 1631, au Vésuve, ont dépassé en intensité toutes les autres et la formidable explosion du Gelung-Gung de Java, survenue en 1822, était le premier signe de vie donné par ce volcan depuis la colonisation de l'île. On a cru remarquer aussi qu'il y avait une certaine tendance au déplacement progressif de l'activité éruptive le long d'une même ligne de volcans, ce qui serait conforme à l'assimilation que nous avons faite de ces lignes avec les crevasses caractéristiques de chaque paroxysme à l'Etna ou au Vésuve.

Examen des théories thermodynamiques du volcanisme. — Après avoir exposé la façon dont il nous paraît convenable de concevoir la cause du volcanisme, nous dirons quelques mots d'une théorie qui, dans ces dernières années, a eu un certain retentissement en Angleterre et à laquelle on ne saurait refuser le mérite de l'originalité. C'est celle qui a été développée par Sir Robert Mallet(1).

M. Mallet ne conteste pas l'existence de la chaleur interne; mais il lui répugne d'en chercher la source dans le voisinage d'un noyau ou d'une nappe fluide et l'idée lui est venue de la demander à un simple phénomène mécanique. D'après lui, le globe se compose d'un noyau, de constitution quelconque, qui se contracte en se refroidissant, de telle sorte que son enveloppe extérieure doit constamment s'affaisser et, par suite, s'écraser en diminuant de diamètre. Jusque là, tout est conforme en principe au système que nous avons admis. Mais cet effort mécanique devient, pour M. Mallet, une source de chaleur et, considérant l'énorme frottement auquel les particules des roches doivent être soumises en pareil cas, il admet que leur température peut en être élevée jusqu'au point de fusion; les laves des volcans ne seraient donc que les parties de la croûte solide liquéfiées par compression et injectées dans les fissures de l'écorce par la même cause qui a produit l'écrasement. Ainsi le volcanisme et, avec lui, l'accroissement de la température en profondeur, au lieu de dépendre *directement* des restes de l'énergie calorifique initiale du globe, n'en dépendraient qu'indirectement et en passant par l'intermédiaire de la contraction de l'écorce, conséquence de celle du noyau.

Pour appuyer sa théorie, M. Mallet a cherché à démontrer que les forces mises en jeu par l'écrasement de la croûte solide doivent être du même ordre que les

(1) *Transactions of the Royal Society*, 1872.

Digitized by Google

phénomènes volcaniques. Il calcule d'abord qu'une couche sphérique homogène, ayant une densité égale à 3 et le même rayon que la sphère terrestre, supporterait par mètre carré une pression de plusieurs centaines de mille tonnes, soit cinq cents fois la pression nécessaire pour écraser la roche la plus résistante. Il est vrai que, dans l'ignorance où nous sommes de la constitution intime du globe, il ne nous est pas possible d'indiquer la couche où la pression latérale doit atteindre son maximum. Si le globe est solide ou visqueux, c'est au centre que ce maximum est atteint; s'il est formé de couches indépendantes, se comportant comme autant de voûtes distinctes, la pression, nulle au centre, croîtra jusqu'à la surface. Quoi qu'il en soit, il doit exister, dans l'écorce, une couche offrant un maximum de compression.

Cela posé, M. Mallet, s'appuyant sur des expériences spéciales, calcule que l'écrasement d'un mètre cube de roche peut produire assez de chaleur pour fondre 300 kilogrammes de glace. De plus, en évaluant la chaleur latente de fusion de toute la masse du Vésuve et le travail dépensé, pour amener à la surface, d'une profondeur de 18 kilomètres, la lave et les scories sorties depuis dix-huit siècles, l'auteur arrive à cette conclusion : que l'ensemble équivaut simplement à la chaleur que développerait l'écrasement des 25 dix-millièmes d'un kilomètre cube de roche. Si donc on suppose l'activité totale du volcanisme actuel égale à cent fois celle du Vésuve, on trouve que l'écrasement de 25 centièmes de kilomètre cube suffirait largement à l'alimenter. M. Mallet admet en outre que l'écrasement n'a lieu que *per saltum* et au moment où les pressions dépassent certaines limites.

Nous dirons de cette théorie ce que nous avons déjà dit d'une autre; elle indique une cause possible, *mécaniquement adéquate* au phénomène qu'il s'agit d'expliquer. Mais c'est tout et elle néglige absolument quelques-uns des plus importants côtés de la question.

Tout d'abord, l'auteur est impuissant à expliquer la localisation, en certains points déterminés, de cet écrasement qui résulte d'une compression uniformément répandue partout. En effet, puisque M. Mallet rapporte à cette cause l'augmentation de la température avec la profondeur, le fait que cette augmentation est absolument générale et ne comporte, dans sa mesure, que de très faibles variations, atteste que la source qui l'entretient ne peut être locale. Il y a donc contradiction manifeste entre l'universalité de l'un des phénomènes et la concentration de l'autre.

Mais admettons pour un instant que cette concentration soit possible. Dans ce cas, les produits rejetés par un volcan, soit à l'état liquide, soit à l'état solide, doivent provenir de la région écrasée immédiatement sous-jacente, puisqu'on n'a plus la ressource de les emprunter au réservoir indéfini de la nappe liquide. Or ce n'est pas impunément qu'une zone presque linéaire peut perdre de sa propre matière des quantités capables d'alimenter des coulées comme celles des volcans d'Islande ou des projections semblables à celles des cratères des îles de la Sonde.

Digitized by Google

M. Pfaff (1) a calculé qu'une coulée ayant la dimension de celle du Skaptar-Jökull, une fois expulsée au dehors, doit produire un vide capable d'amener un affaissement de plus de 100 mètres de hauteur sur 110 kilomètres carrés de surface. Insignifiant lorsqu'on le répartit sur tout le globe, cet affaissement cesse tout à fait de l'être quand son effet doit se concentrer sur le point même où le phénomène volcanique s'est produit. Les lignes d'éruption devraient donc être, à la longue, le théâtre d'effondrements gigantesques et pourtant rien de semblable ne s'observe.

D'ailleurs, répétons-le, cette concentration arbitraire de la chaleur produite par l'écrasement ne peut se justifier par aucun argument. Il en est, à cet égard, de la conception mécanique de M. Mallet comme d'une théorie antérieurement développée par M. Mohr (2) Ce savant a cherché l'origine de la chaleur développée par les volcans dans la réduction de volume que peuvent subir les masses internes par suite de la compression à laquelle elles sont soumises de la part des terrains superposés. Quand même cette réduction serait réelle, son effet thermique ne peut se localiser en un point déterminé; il doit se faire sentir sur toute l'étendue de la masse comprimée et se propager à droite et à gauche par conductibilité.

Importance du fait chimique dans le volcanisme. — Ce reproche n'est pas le seul qu'on puisse adresser aux théories en question. Il en est un autre non moins grave, fondé sur l'oubli complet qu'elles font de l'un des aspects les plus importants du phénomène volcanique.

Il convient en effet de se souvenir qu'il y a dans les volcans, à côté du fait *mécanique* et *physique*, un phénomène *chimique* de la plus haute importance. D'abord, à moins d'admettre que la zone écrasée soit toujours maintenue dans le domaine des roches cristallines anciennes, il est impossible d'expliquer comment l'écrasement de schistes, de calcaires et de grès peut produire des laves riches en alcalis; mais surtout, d'où viennent, selon les doctrines que nous combattons, les émanations gazeuses, si régulières et si constantes dans leur succession. Quelle origine assigner à ces chlorures, à ces gaz sulfurés et carbonés, à cet hydrogène libre que dégagent les fumerolles et qui sont si bien incorporés à la lave en fusion? Pourquoi ce volcanisme mécanique, qui ne devrait amener au jour que de la pierre fondue, projette-t-il tant de vapeur d'eau et comment, dans les manifestations si remarquables des îles de la Sonde, la pierre écrasée et fondue ne parvient-elle jamais au jour à l'état liquide?

En résumé, quand, en proclamant avec M. Mallet le grand fait du refroidissement progressif, on accepte, en définitive, la chaleur initiale comme principe fondamental du volcanisme, il semble étrange qu'on se refuse à admettre qu'il puisse subsister, dans l'intérieur du globe, des restes de cette énergie calorifique primitive. Une croûte épaisse de plusieurs kilomètres est, même pendant de

(1) *Allgemeine Geologie als exacte Wissenschaft*, Leipzig, 1873, p. 222.
(2) *Geschichte der Erde.*

Digitized by Google

longues suites de siècles, une protection suffisante contre la déperdition, pour quiconque sait à quel point les roches conduisent mal la chaleur. Recourir à une cause seconde, rejetant la cause première dans un passé inaccessible, est faire un détour bien inutile, et cela pour n'expliquer que le côté mécanique du phénomène, comme si la chimie n'avait pas le droit de revendiquer sa part importante dans toute spéculation sur l'origine des volcans.

Hypothèses diverses. — Convient-il maintenant de chercher à réfuter ceux qui, comme M. Volger (1), cherchent l'origine de la chaleur interne à la fois dans la pression des couches supérieures du globe sur les couches inférieures, dans le frottement que les eaux d'infiltration exercent quand elles se répandent dans la profondeur et dans les transformations chimiques dont ces mêmes eaux deviennent la cause par l'oxygène et l'acide carbonique qu'elles contiennent?

L'insuffisance de la première source est manifeste, ainsi que l'a fait voir M. Pfaff (2); car en tenant compte de ce que l'expérience nous apprend sur la compressibilité des roches, la température, à 800 mètres de profondeur, ne dépasserait pas, pour cette seule cause, celle de la surface de plus de $\frac{1}{118}$ de degré. Quant à la chaleur mécanique des infiltrations, sa puissance serait encore bien moindre. Restent donc les oxydations qui peuvent s'accomplir dans le sein de la terre à la faveur des eaux venues de la surface. Or, en admettant que tout l'oxygène que ces eaux contiennent soit absorbé dans les premiers mille mètres et se combine dans les conditions les plus avantageuses, il n'en résulterait pas une élévation de température de un degré (3).

Il faut donc renoncer à toutes ces conceptions, inspirées par le seul désir d'échapper à la notion de la fluidité primitive du globe et reconnaître qu'en dehors de cette idée fondamentale i n'est aucune explication qui puisse correspondre à l'ampleur des phénomènes observés.

(1) Volger, *Erde und Ewigkeit.*
(2) Pfaff, *op. cit.*, p. 16.
(3) Id., *ibid.*, p. 18.

Digitized by Google

TROISIÈME SECTION

PHÉNOMÈNES GEYSÉRIENS

Nous rangeons dans cette catégorie toute une série de manifestations intimement liées aux phénomènes volcaniques et caractérisées surtout par des dégagements d'eaux ou de vapeurs chaudes dont les Geysers d'Islande sont le type. Ces manifestations forment, tant au point de vue de l'intensité des dégagements qu'à celui de la température et de la composition des produits, une série régulièrement décroissante, qui motive leur division en deux groupes. Le premier comprend tout ce qui constitue d'ordinaire la suite immédiate du volcanisme, l'autre est relatif aux émanations qui n'en sont plus qu'un écho très affaibli.

CHAPITRE I

SOLFATARES ET GEYSERS

§ 1

SOLFATARES

Phase solfatarienne du volcanisme. — Si les phénomènes volcaniques sont, par excellence, la manifestation extérieure des forces qui s'agitent dans les profondeurs du globe, il s'en faut de beaucoup que l'énergie intérieure soit épuisée par la projection des débris et l'émission des laves. Longtemps après ses paroxysmes, un volcan devenu impuissant à les renouveler laisse encore échapper, par sa bouche ou dans son voisinage, des gaz, des vapeurs ou des eaux chaudes, et l'étude de ces émanations est d'autant plus intéressante, qu'elle confirme d'une manière remarquable l'ordre établi pour la succession des fumerolles sur les bouches d'émission.

Nous avons vu qu'après les chlorures alcalins et l'acide chlorhydrique, qui caractérisent les fumerolles les plus chaudes et les plus voisines du centre éruptif, la fissure dégageait surtout de la vapeur d'eau et des gaz sulfureux, auxquels succèdent, à une distance encore plus grande, des émanations d'acide carbonique ou d'hydrocarbures et nous savons que cette succession, régulière dans l'espace, l'est aussi dans le temps, c'est-à-dire que les fumerolles chaudes se transforment peu à peu en dégagements sulfureux, et ceux-ci en émanations carboniques.

Digitized by Google

Or partout où l'activité paroxysmale d'une bouche volcanique a cessé, on observe, soit des dégagements de vapeurs sulfureuses ou des sources bouillantes, soit des émanations à température sensiblement plus basse, chargées de gaz carbonés. Les premières constituent l'ensemble des *Solfatares* et des *Geysers*; tandis que les dégagements de la seconde catégorie forment une série continue, depuis les *soufflards*, qui les rattachent à la classe précédente, jusqu'aux *mofettes*, dernier signe d'une activité depuis longtemps affaiblie, comme celle des volcans d'Auvergne.

C'est pourquoi, après avoir étudié ce qui constitue la *phase active* du volcanisme, il convient de porter notre attention sur cette phase *solfatarienne* que tous les volcans semblent destinés à traverser avant d'arriver par une dernière étape, celle des dégagements carboniques, à la période d'épuisement complet.

Solfatares italiennes. — Une *solfatare* ou *soufrière* est un volcan qui a cessé de donner issue à des laves et dont la bouche émet constamment des vapeurs parmi lesquelles l'acide sulfureux se révèle de loin à son odeur.

Le type de ces émissions se trouve dans la solfatare de Pouzzoles, près de Naples, au milieu des Champs Phlégréens. C'est un ancien cône volcanique, mesurant un kilomètre dans son grand axe et qui, depuis sa dernière éruption, survenue en 1198, ne cesse d'émettre, avec un bruit qui s'entend à plusieurs centaines de mètres de distance, une grande quantité de vapeur d'eau mélangée d'hydrogène sulfuré. Ce gaz se décompose en abandonnant du soufre natif, et les produits sulfureux, s'oxydant à l'air, ont altéré profondément la roche trachytique du cratère en y formant des incrustations de gypse et d'alun. La vapeur chaude qui s'échappe de la solfatare est utilisée industriellement. Dans la *grotte du soufre*, dépendance de la solfatare, M. Gorceix (1) a reconnu en 1869 la présence de l'hydrogène libre. Du reste, la composition des gaz dégagés varie avec le temps et c'est ainsi que l'hydrogène sulfuré, qui en 1865 avait disparu de la grotte, y était revenu en 1869. On a cru remarquer que l'activité de la solfatare alternait, en quelque sorte, avec celle du Vésuve.

Une autre solfatare remarquable est celle de Vulcano, dans les îles Lipari. Depuis 1786, date de sa dernière grande éruption, ce volcan a été réduit à la condition de solfatare, d'où il n'est sorti que de 1873 à 1874, pour rejeter pendant quelque temps des pierres et des cendres. Les vapeurs s'échappent en tourbillons de son cratère, qui a deux kilomètres de circonférence et dont les parois sont colorées en rouge et en jaune par toutes sortes de produits chimiques où dominent le soufre, l'acide borique et l'alun. Comme à Pouzzoles, l'industrie a réussi à tirer parti de ces émissions naturelles, dont la température dépasse parfois 360 degrés.

Solfatares du Chili. — Les solfatares abondent au Chili, où, sur plus de trente volcans existant dans la contrée, quatre ou cinq seulement sont encore en activité. Ces solfatares affectent une disposition particulière, signalée par M. Do-

(1) *Comptes rendus*, LXXV, p. 154.

Digitized by Google

meyko (1). Elles ne sont pas cratériformes et s'ouvrent à la base ou sur les flancs de volcans, aujourd'hui inactifs, dont le cratère principal est souvent occupé par un glacier. On peut les diviser en deux types :

1° *Solfatares à crevasses allongées*, caractérisées par un dégagement de vapeurs violent, mais éphémère, avec formation de conglomérats trachytiques.

A ce type appartient la solfatare de Cerro-Azul, qui a pris naissance subitement le 26 novembre 1847. C'était, au dire des montagnards, « une grande mine de soufre qui avait pris feu et brisé la montagne ». Sur une fente longue de 8 à 9 kilomètres sont accumulés de gros blocs trachytiques aux arêtes vives, résultant de la rupture du sol et dont quelques-uns ont un volume de deux cents mètres cubes. Les matières fondues, les lapilli et les ponces font entièrement défaut. En 1847, les gaz émis étaient la vapeur d'eau, l'acide sulfureux et l'acide chlorhydrique et, de temps en temps, il se produisait des explosions avec projection de matières solides. En 1857, les fumerolles existaient encore; mais il n'y avait plus de projections ni de bruits. Enfin en 1873, M. Domeyko s'est assuré que, depuis quatre ou cinq ans, la solfatare ne donnait plus aucun signe d'activité. On peut donc considérer sa formation comme une tentative avortée du réveil d'un volcan; c'est une éruption par fissure latérale, qui n'a pu arriver, faute d'une énergie suffisante, jusqu'à l'émission de la lave.

2° *Solfatares permanentes*, donnant lieu à un dégagement continu, mais lent, de fluides élastiques, avec sublimation du soufre et kaolinisation des roches. De ce nombre est la solfatare de Chillan, sur le flanc du volcan éteint du Nevado ; une multitude de fissures et de trous, de $0^m,25$ à $0^m,30$ de diamètre, tapissés d'aiguilles de soufre, y dégagent, lentement et sans projections violentes, de la vapeur d'eau exhalant une forte odeur d'acide sulfureux.

La solfatare de Tinguiririca, sur le cône volcanique du même nom, éteint depuis un temps immémorial, ressemble en tout à la précédente. Les gaz et les vapeurs y ont une température de 88° au sortir des orifices d'émission et 90° à $0^m,40$ de profondeur. Le dégagement en est constant et ne dépend ni de l'heure ni de l'état barométrique. Autour des bouches le sol est mou, décomposé, kaolinisé et pénétré de soufre.

Solfatares diverses. — Depuis sa terrible éruption de 1772, le Pepandajang de Java est devenu une immense solfatare en constante activité. Le murmure des volcans de boue, l'explosion des fontaines gazeuses, le sifflement des fumerolles, produisent un fracas semblable à celui d'une usine en marche, d'où le nom de Pepandajang ou « Forge » que porte cet ancien volcan.

C'est aussi à l'état de solfatare que nous apparaît aujourd'hui, au Caucase, le volcan éteint de Demavend, dont le cratère, à la cime haute de 4000 mètres, est envahi par les neiges, tandis que tout autour le soufre tapisse de petits cônes latéraux d'où s'échappent des fumerolles.

Ainsi, sur toute la surface du globe, les solfatares se présentent comme la

(1) *Annales des Mines*, 7e série, IX, p. 145.

Digitized by Google

suite immédiate d'une activité volcanique sur son déclin. Il en est de même pour les volcans sous-marins.

Par exemple, l'ancien volcan central des îles Lipari, dont il ne reste plus aujourd'hui que des ruines sous forme d'îlots, n'a gardé d'autres traces d'activité qu'une *fumerolle marine* située entre Lisca nera et Lisca bianca. Cette fumerolle, qui s'ouvre dans les roches poreuses du fond de la mer à 8 mètres de la surface, exhale de grandes quantités d'acide carbonique et d'hydrogène sulfuré, dont les bulles, en venant crever à la surface des eaux bleues de la Méditerranée, leur donnent l'apparence d'une constante ébullition.

C'est encore à la classe des solfatares que doivent être rapportées certaines apparitions momentanées de sources sulfureuses, comme celle qui s'est produite en 1856 dans la plaine de Lagopuzzo, située à 28 kilomètres au nord de Rome et dont M. Ponzi (1) a donné la description. Le 28 octobre, le sol se fendait avec des détonations semblables au bruit du tonnerre et d'abondantes projections de poussière et de boue. Le lendemain il s'était formé un gouffre plein d'eau, à parois verticales, d'où s'échappaient avec bouillonnement des gaz exhalant une forte odeur d'hydrogène sulfuré. Le troisième jour l'activité des émanations était sensiblement amoindrie. Le 21 novembre, quand M. Ponzi visita les lieux, tout dégagement gazeux avait cessé ; le gouffre mesurait 100 mètres de diamètre et les parois verticales, ouvertes dans un dépôt d'eau douce, dominaient de 5 mètres la surface de l'eau. Les blocs rejetés par l'explosion, et dont quelques uns avaient 2 mètres cubes, s'étendaient jusqu'à 30 mètres des bords et le gouffre avait 30 mètres de profondeur, la température de l'eau étant de 7 degrés plus élevée que celle de l'air ambiant. Le nom de Lagopuzzo, qui signifie *lac fétide*, indique d'ailleurs que des exhalaisons sulfureuses se sont plus d'une fois fait jour en cet endroit, où leur liaison avec les phénomènes volcaniques du Latium ne saurait être mise en doute.

§ 2

GEYSERS

Phénomènes de projection des Geysers. — Aux solfatares se rattachent intimement les *Geysers* ou sources bouillantes intermittentes, dont la plupart sont de véritables dégagements de gaz sulfureux, noyés dans une énorme quantité d'eau liquide ou en vapeur. Ces dégagements forment un ensemble de manifestations, voisines des volcans ou survivant à l'activité volcanique proprement dite, dans les contrées où cette dernière a cessé de se produire.

C'est en Islande que le type des émanations geysériennes a été d'abord connu et c'est de cette contrée qu'il a reçu son nom générique. Aussi est-ce là que nous l'étudierons d'abord, bien que l'ampleur des phénomènes soit bien moindre

(1) Ponzi in G. vom Rath, *Fragmente aus Italien; Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft*, 1866, p. 507.

Digitized by Google

dans cette contrée que dans d'autres parties du monde connues depuis peu sous ce point de vue.

Le Grand Geyser ou *Geysir*, situé sur une plaine entourée de glaciers, dans le sud-ouest de l'Islande et à 46 kilomètres au nord-ouest de l'Hécla, est un cône plat de silice, de 8 à 10 mètres de hauteur sur 70 mètres de diamètre. Son sommet forme un bassin de $2^m,30$ de profondeur avec 18 ou 20 mètres de diamètre. Au fond de ce bassin débouche la cheminée, large de 3 mètres, ouverte dans le tuf siliceux et à parois exactement polies.

L'eau qui remplit le bassin est ordinairement tranquille et la température à sa surface est de 76° à 89°. Mais, à 22^m50 de profondeur, le thermomètre, d'après les observations de des Cloizeaux et de Bunsen, monte à 127° avant les éruptions et à 122° après.

De temps à autre, ordinairement à des intervalles variant de 24 à 30 heures, mais très irréguliers, il se produit une violente éruption, précédée de plusieurs autres plus petites, qu'annonce un bruit de tonnerre souterrain, accompagné d'ébranlements du sol. L'eau monte jusqu'aux bords du bassin; de grosses bulles viennent crever à la surface, d'abord très régulièrement toutes les deux heures, puis plus fréquemment. Enfin une puissante colonne d'eau de 3 mètres de diamètre, entourée de nuages de vapeur, s'élance verticalement jusqu'à 30 et même 50 mètres, en subissant quelques oscillations dans sa hauteur. Au bout de dix minutes, tout est fini; l'eau se tient alors à $2^m,50$ du bord et met six ou sept heures à regagner son niveau primitif.

M. des Cloizeaux a évalué à 160 mètres cubes la quantité d'eau rejetée par chaque éruption du Geyser. Ce déficit pourrait être comblé par un dégagement souterrain de vapeur, venant se condenser à la base de la cheminée et variant de 21,807 à 22,394 kilogrammes par heure. Cela correspond au travail d'une chaudière de sept cents chevaux. Mais l'intervention d'une aussi grande quantité de vapeur n'est pas nécessaire, car les glaciers du voisinage fournissent, par leur fusion, d'abondantes infiltrations qui, en circulant à travers les fentes du tuf au milieu duquel la cheminée est ouverte, forment une masse bien capable de compenser, au moins en partie, les pertes produites.

A 60 mètres seulement du Grand Geyser se trouve une autre fontaine jaillissante, c'est le *Strokkur* ou *Baratte*. L'ouverture, dépourvue de bassin, est un entonnoir de $2^m,40$ de diamètre, n'ayant plus, à 8 mètres de profondeur, que $0^m,26$ et se prolongeant encore, sous forme d'un puits étroit, pendant $5^m,55$. L'eau se tient d'ordinaire à 3 ou 4 mètres de l'ouverture et y est constamment en ébullition. A la base du canal, la température est de 114 degrés.

Tous les deux ou trois jours il se produit une forte éruption, qui dure un quart d'heure et projette des pierres. L'impulsion est si parfaitement dirigée suivant la verticale que les pierres retombent parfois dans la cheminée. En obstruant l'orifice avec des mottes de terre, on peut, plusieurs fois par jour, déterminer le renouvellement de ces projections.

Digitized by Google

La hauteur des éruptions est la même qu'au Grand Geyser; mais au lieu d'une gerbe largement épanouie, on voit comme une série de lances aiguës.

Le nombre des fontaines jaillissantes d'eau chaude situées autour du Grand Geyser s'élève à une centaine, rassemblées dans un rayon de 300 mètres et offrant une grande diversité sous le rapport de la puissance et de la périodicité des éruptions.

Phénomènes de dépôt. — Tel est le phénomène *physique* des Geysers; mais il s'y joint un phénomène *chimique* important : c'est le dépôt, tout autour des orifices, d'un tuf siliceux formé d'opale commune ou silice hydratée, constituant la variété à laquelle les minéralogistes ont donné le nom de *Geysérite*. Ce dépôt repose sur une sorte de travertin siliceux provenant de la substitution de la silice à un entrelacement de débris végétaux, parmi lesquels on distingue des plantes herbacées et des feuilles de bouleau, avec une argile rouge et de la calcédoine zonée. Cette dernière, opaque à l'air sec, devient translucide quand elle est humide.

L'ensemble des concrétions formées par les geysers d'Islande s'étend, d'après M. Robert, sur un espace d'environ 8 kilomètres de longueur et 1 kilomètre de largeur; l'épaisseur des dépôts dépasse souvent 30 mètres.

La seule végétation qui ait persisté dans la région des geysers est celle des *prêles*. Aussi ces végétaux se montrent-ils fréquemment incrustés de geysérite concrétionnée, fibreuse ou stalagmitique. Mais les dépôts anciens contiennent souvent des tiges ou des branches de bouleau entièrement silicifiées; celles qui se trouvent à la base des dépôts du Grand Geyser sont translucides et à cassure résineuse; au contraire celles qui proviennent des anciennes sources aujourd'hui taries sont blanches, friables, pulvérulentes et leurs dimensions annoncent qu'elles ont appartenu à des arbres de grande taille; elles sont traversées en tous sens par des empreintes de racines et de plantes parasites, attestant que les arbres devaient être dans un état de décomposition avancé quand ils ont été silicifiés (1).

Ainsi les débuts du phénomène geysérien en Islande seraient d'ancienne date et appartiendraient à une époque où le climat du pays était plus doux que de nos jours.

Il y a nécessairement une limite à l'activité des sources jaillissantes. Quand la cheminée, s'accroissant continuellement par le dépôt de la silice, a atteint une hauteur telle que la pression de l'eau empêche la partie inférieure de la colonne d'arriver à l'ébullition, les explosions cessent. Ainsi se forme une *citerne* (*Laug*). Il y a, en Islande, de ces citernes qui ont 12 mètres de profondeur. Bunsen a le premier signalé le charme de ces tranquilles fontaines, à la surface desquelles court une vapeur légère, tandis qu'à travers l'azur sans tache de l'eau admirablement limpide qui les remplit, on aperçoit au fond la bouche d'un geyser aujourd'hui inactif.

(1) Des Cloizeaux, *Manuel de Minéralogie*, I, 1862, p. 27.

Digitized by Google

Il y a aussi en Islande des digues ou cônes de geysers éteints, dont la cheminée est comblée par des débris ; les eaux, à la faveur de la pression déterminée par leur ascension, ayant fini par se frayer un passage inférieur.

Aux Geysers d'Islande sont associées des *sources boueuses* fumantes, au fond desquelles une bouillie alumineuse d'un bleu noirâtre est en ébullition, se soulevant parfois en grosses ampoules qui, lorsqu'elles crèvent, projettent la boue à une hauteur de 5 ou 6 mètres.

M. des Cloizeaux a constaté en outre que le dépôt siliceux des Geysers était répandu au milieu d'une argile bolaire où domine la couleur rouge ; cette argile est pétrie par endroits de cristaux de pyrite blanche, formés par la réaction du fer qu'elle contient sur le soufre des fumerolles.

Explication du phénomène physique des Geysers. — Au premier abord, il semble que rien ne soit plus facile que d'expliquer les projections intermittentes ainsi que les dépôts siliceux des geysers. Imaginons en effet que, dans un sol très fissuré (fig. 100), la rencontre des parties élargies de plusieurs fentes voisines arrive à constituer un siphon ABCD. Les eaux provenant des infiltrations de la surface s'accumuleront au fond des branches AB et BC. Supposons de plus que la branche CD reçoive des vapeurs chaudes provenant d'un foyer volcanique voisin. Ces vapeurs se concentreront en C, se bornant à échauffer l'eau à leur contact ; mais quand leur tension sera devenue suffisante, quelques bulles réussiront à franchir, à travers l'eau, l'espace CB et à venir crever au dehors et enfin il arrivera un moment où, le niveau dans la branche CB continuant à baisser sous l'effort des vapeurs, ces dernières, parvenues jusqu'en B, projetteront en l'air la colonne d'eau tout entière.

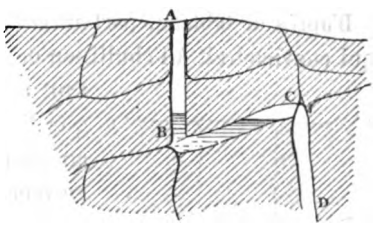

Fig. 100. — Diagramme indiquant la structure intérieure d'un Geyser suivant la théorie anciennement admise.

Cette explication peut évidemment suffire et, en imaginant des siphons diversement conformés pour toutes les fontaines jaillissantes connues, on arriverait, à la rigueur, à rendre compte des apparences qu'elles présentent et qui sont loin d'être les mêmes partout.

Quant au dépôt de la silice, il semble qu'on doive tout simplement l'attribuer au refroidissement notable que subit l'eau des geysers en passant d'une température voisine de l'ébullition à celle de l'air ambiant.

Cependant l'ensemble du phénomène est plus complexe, comme on peut s'en convaincre en étudiant les circonstances propres au Grand Geyser (1). Portons d'abord, avec Tyndall, notre attention sur le fait physique et mécanique.

Si, en descendant un thermomètre dans la cheminée, on observe la distribution

(1) Voy. Tyndall, *Heat a mode of motion*, p. 126.

Digitized by Google

de la température à différentes hauteurs, on obtient (fig. 101) les résultats suivants.

POINTS OBSERVÉS	PROFONDEUR	TEMPÉRATURE OBSERVÉE	TEMPÉRATURE A LAQUELLE, AU POINT CORRESPONDANT, L'EAU ENTRERAIT EN ÉBULLITION
A	3m,30	85°,5	107°
B	8m,10	110°	116°
C	11m	. . . . .	120°,8
D	13m	121°,8	123°,8
E	18m	124°	130°
F	22m,50	126°	136°

D'après ce tableau, partout la température de la colonne est inférieure à celle qui conviendrait à l'ébullition de l'eau au point observé, cette température s'élevant nécessairement, comme on sait, avec la pression que l'eau supporte. Donc à l'état de repos, il n'est aucun point de la cheminée où l'eau puisse se réduire en vapeur. Mais tandis qu'à la base la différence entre la température observée et celle de l'ébullition est de 10° et que, près du sommet, elle est plus grande encore, il existe, vers le milieu, en D, à 13 mètres de la surface, un point où cette différence n'est plus que de 2 degrés.

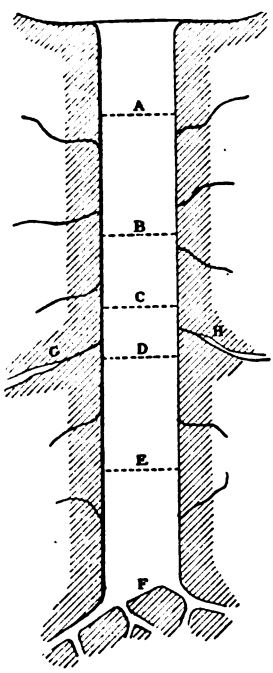

Fig. 101. — Le Grand Geyser d'Islande (d'après Tyndall).

Cela posé, lorsque les vapeurs chaudes, amenées en F par les conduits souterrains et traversant la colonne sous forme de bulles, ont acquis une tension suffisante pour soulever l'eau de 2 mètres (circonstance qu'on voit se réaliser à la surface), la couche D, chaude de 121°,8, parvient en un instant en C, où la température d'ébullition n'est que de 120°,8. *Elle se résout donc immédiatement en vapeur* et c'est ainsi que, à partir du milieu, la vaporisation devient soudaine et détermine la projection de la gerbe bouillante. On comprend alors les intermittences du Geyser; car il faut, chaque fois, que l'eau d'infiltration qui, par les fissures, vient remplacer la gerbe expulsée, ait acquis la température convenable et, en outre, que la tension des vapeurs en F soit redevenue suffisante pour provoquer dans la colonne des soubresauts de deux mètres.

Or ce n'est pas une simple hypothèse, car Bunsen a vérifié que si, à l'aide de

Digitized by Google

cordes, l'on suspend trois pierres, l'une en C, l'autre en D et la troisième au fond. La première seule est projetée en l'air, ce qui prouve bien que le siège de

ERRATA.

Page	19.	ligne	5,	à partir du	bas,	*au lieu de*	nous sont	*lire*	nous ont
»	30	»	3	»	haut	»	une axe	»	un axe
»	32	»	5	»	»	»	cette zone	»	la moyenne de cette zone
»	37	»	11	»	bas	»	vois	»	voie
»	40	»	9	»	haut	»	d'un part	»	d'une part
»	71	»	27	»	»	»	ayant chacune	»	chacune ayant
»	101	»	20	»	»	»	sud-est au	»	sud-ouest au
»	»	»	»	»	»	»	du nord-est	»	du nord-ouest
»	115	»	18	»	»	»	*umilis*	»	*humilis*
»	122	»	3	»	»	»	— 20°	»	+ 20°
»	122	»	10	»	»	»	*id.*	»	*id.*
»	163	»	12	»	»	»	*tripodium*	»	*tripolium*
»	242	»	13	»	»	»	les rivières	»	la rivière
»	248	»	16	»	»	»	*à la fin de la ligne rétablir le mot* fût		
»	398	»	20	»	»	*au lieu de*	Mont Dor	*lire*	Mont Dore
»	418	»	12	»	»	»	*id.*	»	*id.*

litre, contenant :

Chlorure de sodium.	0ᵍ,2638	Carbonate de soude.	0ᵍ,2747
Sulfate de magnésie.	0ᵍ,0091	Silice.	0ᵍ,5190
— de soude.	0ᵍ,0180	Soufre.	0ᵍ,0036
— de potasse.	0ᵍ,1343		

M. Damour a de plus constaté que le rapport de l'oxygène de la silice à celui des bases était constant. De ce fait important, il a déduit que la silice doit exister dans l'eau à l'état de silicates alcalins, empruntés par dissolution aux feldspaths des tufs volcaniques qu'elle traverse. Suivant que le rapport d'oxygène indique un état voisin ou éloigné de la saturation, le dépôt de silice est abondant ou restreint.

Imaginons des silicates alcalins ayant les formules $Na^3Si^3O^9$ et $Na^2Si^3O^8$ et dans

(1) *Annales de Chimie et de Physique*, 3ᵉ série. t. XIX.

Digitized by Google

lesquels, par conséquent le rapport de l'oxygène de la soude à celui de la silice est 1 : 2 ou 1 : 3. Sous l'action des vapeurs sulfureuses et chlorhydriques qui se dégagent en même temps que l'eau chaude, ces silicates sont partiellement transformés en sulfates et en chlorures alcalins. Le rapport d'oxygène finit par devenir 1 : 9. A cet état de saturation, le silicate est instable et une partie de la silice se sépare. Il est donc probable que la quantité de silice qui se dépose encore aujourd'hui correspond à la quantité d'alcali saturée chaque jour, soit par l'action des fumerolles, soit par l'oxydation des sulfures alcalins, que l'air transforme en sulfates.

Ainsi s'explique la particularité de la source de Laugarnes, qui, offrant pour le rapport d'oxygène la valeur 1 : 3, ne dépose pas de silice, parce que les acides chlorhydrique ou sulfurique, capables de s'emparer de la soude, y sont en proportion moindre qu'au Grand Geyser. Toute déduction faite, la soude restée libre, comparée avec la silice en dissolution, donne un rapport de 1 : 5 ou 1 : 6, au lieu de 1 : 9, qui est réalisé au Geyser.

Ce qui prouve bien que la précipitation de la silice n'est pas due à l'évaporation, c'est que si l'on recueille l'eau du Geyser dans un vase au moment où elle va commencer à se refroidir, on n'obtient aucun dépôt. Si donc la silice se précipite, c'est à cause de la saturation progressive de l'alcali qui lui servait de dissolvant.

Geysers de la Nouvelle-Zélande. — Les phénomènes geysériens sont peut-être encore plus intenses dans la Nouvelle-Zélande qu'en Islande. Sur la ligne qui s'étend du volcan de Tongariro à l'île fumante de Whakari, dans la baie d'Abondance, les geysers, les fontaines chaudes et les sources boueuses jaillissent en mille endroits. En un seul point de la vallée de Waikato, on en compte 76 (1).

Le lac de Rotomahana reçoit une foule d'affluents d'eau chaude, dont le plus remarquable est la cascade de Tetarata, descendant d'une hauteur de 25 mètres à travers plusieurs terrasses superposées, d'un blanc de marbre, que la cascade elle-même a construites en abandonnant la silice contenue en dissolution dans l'eau. Le bassin d'où jaillissent l'eau et les vapeurs est une sorte de cratère de 75 mètres de circonférence. Parfois toute la masse du bassin est soulevée en une énorme colonne et la vasque se vide jusqu'à 10 mètres de profondeur. La température sur les bords est de 84°. Au centre elle doit atteindre celle de l'ébullition.

Geysers du Yellowstone. — Il existe en Amérique un district où les manifestations geysériennes surpassent en nombre et en grandeur tout ce que l'on connaît dans le genre : c'est le Parc National du Yellowstone, situé dans la chaîne des Montagnes Rocheuses, près des sources du Yellowstone et du Madison, tous deux tributaires du Missouri, et aussi près de celles de la rivière du Serpent, affluent de la Colombie. Les principaux centres d'émanation sont le *Fire-hole*, le lac *Shoshone* et le lac de la *Fourche du Serpent*. On n'y compte pas moins de dix mille bouches d'éruption et encore peut-on dire que cette contrée, révélée

(1) F. von Hochstetter, *Neu-Seeland*.

Digitized by Google

naguère au monde savant par l'expédition scientifique que conduisait M. Hayden (1), est loin d'être entièrement explorée. La plupart des sources ont une température comprise entre 70° et 94°, le point d'ébullition de la région (située entre 2000 et 2500 mètres d'altitude), étant de 92° à 93°.

M. Hayden distingue trois catégories de sources :

1° les sources *intermittentes*, dont la température, dans les explosions, dépasse celle de l'ébullition; le reste du temps, elle retombe à 66°.

2° les sources *bouillantes et jaillissantes*, dont la température est toujours celle de l'ébullition et qui projettent l'eau à 2 ou 3 mètres de hauteur par des explosions régulières.

3° les sources *tranquilles*, qui peuvent avoir été jaillissantes et dont la température varie entre 27° et 87°. Quand elle s'abaisse au-dessous de 66°, il s'y fait d'abondants dépôts de limonite qui couvrent le sol et les sources deviennent *ferrugineuses*.

En outre, sur les flancs du Mont Washburn, les sources sont imprégnées d'alun, de soufre, de carbonate de soude et de sel.

Il convient encore de remarquer que, les sources du Fire-hole et du lac Shoshone étant siliceuses, celles du *Gardiner's River*, affluent du Yellowstone, sont calcaires.

Geysers siliceux. — Le Geyser du *Géant* projette, une fois par vingt-quatre heures, un jet de 2 mètres de puissance et de 60^{m} de hauteur. Son cratère est un tronc ébréché, en forme de souche d'arbre, de 3^{m} de hauteur sur 8^{m},50 de largeur à la base. L'éruption dure 15 minutes.

La *Ruche d'abeilles*, dont la bouche, exactement en forme de tronc de cône, a 1^{m},75 de diamètre et 1^{m} de hauteur, n'en projette pas moins une gerbe de 70 mètres. Le *Vieux-Fidèle* (*Old Faithful*), est remarquable par la régularité de ses explosions, qui se succèdent à des intervalles de 65 minutes et où la hauteur atteinte par le jet est de 40 mètres. La *Géante*, dont les projections ne s'élèvent qu'à 25 mètres, a un bassin de 7^{m} sur 10, avec une profondeur d'eau de 19^{m}. Le Geyser *architectural* est une véritable pièce de grandes eaux, projetant, dans toutes les directions, des jets de dimensions et d'inclinaisons très diverses.

M. Bradley a constaté que, pendant les éruptions de quelques-uns des plus grands geysers, on entendait, dans les profondeurs de la cheminée, le bruit de pulsations qui ne se traduisaient pas par des mouvements de la colonne. A de certains moments, il en a compté de 70 à 74 au Geyser du Géant.

Les sources siliceuses du bassin du Fire-hole ne contiennent pas de traces de chaux. Leurs dépôts renferment 85 % de silice, 11 % d'eau et le reste consiste surtout en chlorure de magnésium. La silice des tufs forme tantôt de petits tubercules, tantôt des masses coralliformes. Aux sources siliceuses sont d'ailleurs associées de nombreuses sources sulfureuses, qui permettent d'identifier le phénomène chimique des geysers d'Amérique avec celui des fontaines de l'Islande.

(1) *Geological survey of the territories, Reports for* 1871 and 1872.

Digitized by Google

M. Hayden a signalé l'éclat particulier de couleurs qui distingue les tufs du Yellowstone. Les dépôts peuvent être rouges, verts, jaunes et brillants comme la nacre.

De même qu'en Islande, il y a, dans le bassin du Yellowstone, beaucoup de *sources boueuses*, ayant depuis quelques centimètres jusqu'à 6 mètres de diamètre. La boue est fine, de couleur brune claire, constamment agitée et boursouflée, avec projections intermittentes. L'eau et la boue sont imprégnées d'alun. Cette boue doit évidemment être considérée comme le produit de l'altération des silicates alumineux du tuf volcanique par les eaux sulfureuses.

Une des sources lance un jet de vapeur qui s'élève à 150 mètres de hauteur, sortant d'un entonnoir de près de 8 mètres de diamètre. Quand le vent chasse cette vapeur on peut apercevoir, à 6 mètres au-dessous du bord, une boue noire violemment agitée avec un bruit semblable à celui du tonnerre dans le lointain. Jusqu'à 60 mètres de distance horizontale, le terrain et les arbres sont couverts de la boue projetée par les explosions.

Geysers calcaires. — Sur les bords du Gardiner's River, les Roches volcaniques du Yellowstone se sont fait jour au milieu de puissants massifs calcaires. Ces massifs, aujourd'hui traversés par les eaux chaudes des geysers, chargées d'acide carbonique, leur abandonnent du carbonate de chaux, qu'elles déposent ensuite à l'air libre sous la forme d'incrustations très étendues et souvent très pittoresques.

Le fond de la vallée est tapissé d'une croûte épaisse de *travertin* calcaire, d'où sort un courant de 2^{m} de largeur et de 0^{m},60 de profondeur, à une température de 56°. En remontant, on voit l'incrustation s'étaler sur une pente sous la forme de terrasses ayant jusqu'à 100 mètres de hauteur. La plupart des sources qui ont produit ces terrasses sont éteintes et le travertin s'y réduit en poussière au moindre choc.

Les plus belles terrasses sont celles du White Mountain, où l'épaisseur de la croûte atteint de 6 à 16 mètres. C'est une succession de stalactites d'un blanc de neige, suspendues à des bassins circulaires étagés ; on dirait d'un glacier descendant sur les flancs de la montagne. La température de ces sources, évidemment en décroissance, est encore de 66° à 72°. Beaucoup d'entre elles contiennent des diatomées (*Palmella*, *Oscillaria*) (1).

Fig. 102. — Le Bonnet phrygien, cône d'un geyser calcaritère (d'après Hayden).

Le sol de la vallée est jonché de cheminées calcaires au fond desquelles on entend encore bouillir l'eau qui a cessé d'être jaillissante. L'un des cônes éteints les plus remarquables est le *Bonnet phrygien* (*Liberty Cap*), qui s'élève à plus de 15 mètres et dont le diamètre à la base dépasse 6 mètres (fig. 102).

L'eau des sources calcaires de la région contient de l'hydrogène sulfuré, de la chaux, de la soude, de l'alumine et un peu de magnésie.

(1) Hayden, *American Journal*, 1872, III, pp. 105 et 161.

Digitized by Google

Sources geysériennes des Açores. — L'île de San Miguel, dans les Açores, offre de véritables sources geysériennes concentrées, selon M. Fouqué (1), dans le Val de Furnas, qui fut, il y a trois siècles, le siège d'une violente éruption. Sur un espace dénudé, d'environ un hectare, le sol est criblé d'orifices par où jaillissent l'eau et le gaz; le bouillonnement est constant dans ces chaudières ou *caldeiras* et il s'y produit, par intermittences, de véritables projections.

L'acide carbonique existe dans tous ces dégagements; l'hydrogène sulfuré et le sulfure de sodium ne s'y rencontrent que dans celles des sources qui sont à une haute température. Quand il y a peu d'eau, l'hydrogène sulfuré s'oxyde et donne des sulfates, parfois même de l'acide sulfurique libre.

Parmi les éléments dissous, les plus fréquents sont les sels de soude, notamment le bicarbonate de soude et le chlorure de sodium, que l'acide sulfurique, quand il existe, transforme en sulfate. La silice abonde dans les eaux chaudes et se dépose en couches épaisses.

CHAPITRE II

SOURCES CHAUDES, SALSES ET MOFETTES

§ 1

SOUFFLARDS ET SOURCES CHAUDES

Soufflards ou Suffioni. — En continuant l'étude des manifestations de moins en moins violentes de l'activité volcanique sur son déclin, nous rencontrons d'abord sur notre route une classe d'émanations qui auraient pu tout aussi légitimement être décrites avec les geysers, mais que leur intime liaison avec les salses et les émanations froides nous a engagé à réserver pour cette dernière catégorie. Nous voulons parler des *Soufflards* ou *Suffioni*.

On donne ce nom à des dégagements de vapeur d'eau, de 105° à 120° de température, qui forment des jets de 10 à 20 mètres de hauteur et sont disposées par groupes sur des fentes du sol. Les soufflards les plus connus sont ceux de la Toscane, où on les voit réunis par 10 ou 30 à la fois à Monte Cerboli, Castel Nuovo et Monte Rotondo.

L'eau qui résulte de la condensation de la vapeur se déverse dans des bassins appelés *Lagoni :* elle renferme de l'acide borique, qu'on en extrait en utilisant la chaleur des soufflards; il s'y forme aussi des dépôts de soufre et de gypse. Telle est, en particulier, l'origine de l'albâtre de Volterra.

(1) *Comptes rendus*, LXXXI, p. 1361.

Digitized by Google

Les *suffioni* de la Toscane forment sept groupes distincts, concentrés dans un même district au sud-est de Volterra. Leur approche est signalée par d'épais nuages blancs et d'abondants dégagements d'hydrogène sulfuré. Le sol est blanchâtre, détrempé et imprégné d'acide sulfurique. L'eau des *lagoni* est sans cesse agitée d'un mouvement tumultueux par la formation d'énormes ampoules dont chacune, en crevant, projette une gerbe d'eau bouillante.

On peut, à l'aide de forages, créer dans la même région des soufflards artificiels, qui se distinguent au début par la violence de leurs explosions; cette violence est d'ailleurs susceptible de se reproduire, si l'on bouche momentanément les orifices, de manière à obliger les gaz à acquérir une forte pression.

L'acide carbonique est prépondérant dans les mélanges gazeux des soufflards de la Toscane. L'hydrogène sulfuré y entre en proportions notables; le gaz des marais figure comme élément accessoire et est mélangé, ainsi que l'a constaté Ch. Sainte-Claire-Deville, à de l'hydrogène libre. La proportion relative des deux gaz combustibles est d'ailleurs très variable d'un soufflard à un autre.

Quant à l'eau des *lagoni*, elle contient, avec l'acide borique, de la silice libre et différents sels de soude, de potasse, de chaux, de magnésie et d'ammoniaque.

Il y a des *suffioni* dont la température est très inférieure à cent degrés et qui, par suite, établissent une transition insensible entre cette catégorie d'émanations et celle des *salses*, dont il sera bientôt question.

Des émanations d'acide borique ont eu lieu aussi dans les contrées volcaniques de l'Amérique occidentale. C'est ainsi que le borax, ou borate de soude, forme un lac à Clear-Lake, en Californie. On en observe également dans le sud de l'Orégon, le Nevada et l'Arizona.

Sources chaudes d'origine volcanique. — A la suite des soufflards, nous décrirons, sous le nom de *sources chaudes d'origine volcanique*, des sources thermales que leur évidente connexion avec les volcans nous a empêché de classer avec les sources thermominérales, bien qu'elles ne présentent ni projections ni phénomènes d'intermittence comme les geysers.

Cette distinction, si arbitraire qu'elle puisse paraître, en raison de la difficulté de tracer une ligne de démarcation entre les deux séries, n'en est pas moins dans la nature des choses et il y a longtemps que le principe en a été indiqué par Elie de Beaumont dans son admirable *Note sur les émanations volcaniques et métallifères* (1). Voici dans quels termes l'illustre géologue s'exprimait à cet égard (2) :

« Les sources minérales sont généralement disposées par groupes dans chacun desquels existent une ou plusieurs sources thermales principales, qui pourraient être considérées comme des volcans privés de la faculté d'émettre aucun autre produit que des émanations gazeuses qui, dans le plus grand nombre des cas, n'arrivent à la surface que condensées en eau minérale ou thermale.

(1) *Bulletin de la Soc. géol. de France*, 2e série, t. IV, 1847 p. 1249.
(2) *Ibid.*, p. 1272.

Digitized by Google

» Ces sources thermales principales sont généralement accompagnées d'autres sources moins chaudes, et ces dernières ne sont souvent que des eaux superficielles qui, après être descendues dans les fissures d'un terrain plus ou moins disloqué, remontent pénétrées d'une chaleur qu'elles ont empruntée au sol réchauffé par le foyer même de la source thermale principale, ou simplement imprégnées de la chaleur, croissante avec la profondeur, que le sol possède partout : ces dernières ne sont en quelque sorte que des puits artésiens naturels. »

D'après cela, ayant décrit ces dernières, les sources *accompagnantes* d'Elie de Beaumont, à l'occasion des phénomènes géothermiques, nous nous proposons de parler actuellement des *sources thermales principales* et leur étude est ici bien placée puisque leur chaleur ne peut être attribuée qu'à l'influence d'un foyer volcanique voisin.

Nous choisirons comme exemple les sources thermales de Vichy, dont les plus chaudes viennent au jour avec des températures de 35 à 45 degrés, et qui s'alignent en groupes le long de fissures exactement parallèles, orientées 107°. Ces cassures, d'époque probablement ancienne, paraissent être celles qui, dès la fin de la période miocène, ont livré passage au basalte (1), non seulement aux environs de Vichy, mais encore près de Roanne. Les sources actuelles ne seraient donc que l'écho d'une activité éruptive autrefois beaucoup plus intense.

L'acide carbonique existe dans ces eaux, dans la proportion de 4 à 5 grammes par litre. Les alcalis forment environ 2^{g},6 et on constate encore la présence des acides sulfurique, chlorhydrique, phosphorique et arsénique, avec de la silice, des terres alcalines, du fer et des traces d'acide borique. Les sources de Vichy ont donné lieu à d'abondants dépôts de travertin concrétionné. Le plus remarquable est celui qui forme le rocher des Célestins et qui est encore parcouru par de nombreuses sources chaudes ascendantes. Ce rocher, composé de feuillets verticaux de calcite ou d'aragonite, constitue, selon M. Voisin, la crête d'un véritable filon d'incrustation, dont les veines successives ont été déposées par les eaux thermales elles-mêmes dans la position qu'elles occupent aujourd'hui.

En beaucoup de points des environs, on observe, sur le bord de l'Allier, des dégagements d'acide carbonique. Les différences que présentent les sources au point de vue de la température, du débit et de la composition, proviennent du mélange des eaux ascendantes avec les nappes d'infiltration de la surface.

Sources calcaires. Travertins. — C'est encore dans cette classe que nous rangerons les sources issues de la région des Apennins. Ces sources doivent au voisinage des phénomènes éruptifs une température et surtout une proportion d'acide carbonique qui leur permettent de dissoudre une notable quantité de carbonate de chaux dans la traversée des massifs calcaires de la chaîne. Lorsque l'acide carbonique s'échappe, ce qui arrive, en particulier, quand les eaux déjà refroidies tombent en cascades, le calcaire se dépose et donne naissance aux *travertins* si connus de l'Italie centrale.

(1) Voisin, *Ann. des mines*, 7e série, XVI, p. 488.

Digitized by Google

Le travertin abonde sur le cours supérieur de l'Anio jusqu'aux environs de Tivoli, où il forme des masses dont la puissance n'est pas inférieure à 120 ou 150 mètres. En remarquant la grande quantité d'empreintes végétales que contient le travertin, quelques auteurs, notamment MM. Ponzi et Cohn (1), ont pensé que la formation de ce dépôt devait être facilitée par l'avidité des mousses et des algues pour l'acide carbonique. Il est de fait que, même dans le travertin compact du canal qui amène à l'Anio les eaux des lagunes stagnantes de Tivoli, M. Cohn a trouvé une proportion de près de 50% d'algues microscopiques. Néanmoins il y a lieu de remarquer que, de nos jours, il continue à s'opérer une transformation progressive qui fait passer le travertin caverneux, presque uniquement formé de mousses incrustées, à la variété écailleuse et concrétionnée et celle-ci enfin au travertin tout à fait compact, les pores de la roche se remplissant de plus en plus par de nouvelles cristallisations de carbonate de chaux. L'intervention de l'activité physiologique n'est donc ici nullement indispensable et il est à croire que les végétaux ont surtout servi de support par la surface qu'ils offraient à l'évaporation.

Le travertin se forme quelquefois sous les eaux de la mer : alors le mélange de l'élément calcaire avec le gravier donne naissance à une roche particulière, connue sous le nom de *panchina*.

Les eaux chaudes de San Filippo, près de Rome, ont pu, en 20 ans, d'après Lyell, remplacer un étang par une couche de travertin de 9 mètres d'épaisseur et, dans le voisinage, on voit des amas de la même roche ayant 100 mètres de puissance.

Dans la province de Constantine, les eaux d'Hamman-Mes-Khoutine, dont la température est de 95°, changent fréquemment d'issue à cause des masses de travertin calcaire qu'elles déposent.

A Panbouk-Kelessi, près de Smyrne, les tufs déposés par les eaux calcaires des anciens bains d'Hiéropolis forment une cascade de 100 mètres de hauteur sur 4 kilomètres de large avec un pont naturel semblable à une voûte d'albâtre. Ce phénomène reproduit en grand ce que l'on peut observer à la fontaine incrustante de Saint-Allyre, dans un faubourg de Clermont-Ferrand, où se dépose un tuf calcaire en relation avec les anciennes manifestations volcaniques de la contrée.

Sources chaudes diverses. — Il existe, dans le voisinage de la mer Morte, des sources chaudes, alignées sur la grande fracture de la vallée du Jourdain et qui toutes méritent d'être considérées comme des manifestations tardives et affaiblies d'une ancienne activité volcanique (2). Les principales sont les sources de Zara, qui sont très chaudes et sortent entre deux coulées de basalte ; celles de Callirhoë, situées près d'une coulée de lave, et où l'historien Josèphe signalait autrefois la présence du soufre et de l'alun ; enfin celles d'Emmaüs, qui sortent.

(1) *Neues Jahrbuch*, 1864, p. 580.
(2) Louis Lartet, *Bulletin de la Soc. géol. de France*, 2e série, t. XXIII, pp. 719 et suivantes.

Digitized by Google

à une température de 62°, d'un point voisin d'un épanchement basaltique et dans lesquelles M. Terreil a trouvé de l'hydrogène sulfuré.

Nous pourrions multiplier beaucoup ces exemples et décrire à cette occasion toute une série de sources thermales caractérisées par leur haute température et la qualité des substances dissoutes; mais ce que nous avons dit doit suffire pour établir l'existence d'une importante catégorie de sources qui, empruntant directement leur chaleur à des dégagements d'origine volcanique, méritaient réellement d'être classées dans ce chapitre de la Dynamique interne. Quant aux substances que ces sources renferment en dissolution et aux réactions qui s'y produisent, elles ne diffèrent pas spécifiquement de celles auquelles peuvent donner lieu les sources thermo-minérales ordinaires.

Liaison des sources chaudes avec les dislocations du sol. — Peut-être trouvera-t-on que, si la liaison de beaucoup de sources chaudes avec les volcans ne peut pas être contestée, il y en a, comme celles de Hammam-Mes-Khoutine, par exemple, qui sont trop éloignées de tout district volcanique pour être rattachées au même ordre de manifestations. Mais, dans ce cas, on observera toujours que ces sources émergent dans des régions de fractures, à la faveur de fentes du sol, évidemment dues aux grands mouvements de l'écorce terrestre. Ainsi M. G. K. Gilbert (1) a remarqué que, si l'on dresse une carte des sources chaudes connues sur le territoire des États-Unis, on n'en trouve pas une seule dans l'immense plaine du Mississipi, non plus que sur le littoral Atlantique. Toutes sont concentrées ou dans la chaîne des Apalaches, ou dans la région des Montagnes Rocheuses et des chaînes côtières du Pacifique. Encore, dans ce dernier district, faut-il faire une exception pour le plateau déprimé du Colorado, qui en contient très peu. De plus, la température des sources est beaucoup plus élevée dans la région occidentale que dans celle des Apalaches. Ainsi, d'une part, le nombre des sources chaudes est d'autant plus grand que l'écorce terrestre est plus disloquée et, d'autre part, l'activité des sources est d'autant plus manifeste que les dislocations avec lesquelles elles sont en rapport sont de date moins ancienne. Il est donc impossible de méconnaître, dans l'apparition des sources chaudes, un effet intimement lié à la production des montagnes, laquelle, d'ailleurs, ne nous a pas semblé pouvoir être séparée du phénomène volcanique.

§ 2

SALSES ET MOFETTES

Les émanations dont il nous reste à parler sont caractérisées en général par leur basse température ainsi que par la présence, dans la plupart d'entre elles, d'hydrocarbures gazeux. Elles se relient néanmoins, par de nombreux intermédiaires, aux groupes précédemment décrits.

(1) Lieut. Wheeler's *Report*, Washington, 1875.

Digitized by Google

Salses. — Les *Salses*, dites aussi *Salzes* ou *volcans de boue*, sont de petites collines d'argile d'où s'échappe, d'une manière plus ou moins continue, une boue généralement un peu salée, amenée au jour par des gaz souterrains, dont les bulles, venant crever à la surface, justifient le nom de *volcans d'air* ou *macalube* qu'on leur donne en Sicile, à Girgenti. On en a reconnu d'analogues près de Modène, en Crimée, sur les bords de la Caspienne, à Carthagène en Nouvelle-Grenade, à La Trinité, à Java, etc.

L'eau des salses est généralement froide, un peu salée (d'où le nom de *Salinelles*, quelquefois donné à ces sources), parfois aussi chargée de naphte ou de pétrole. Les gaz qui s'en dégagent sont surtout des carbures d'hydrogène ; on y trouve aussi de l'acide carbonique, quelquefois de l'azote ; le dégagement peut être accompagné de projections.

Les cônes des salses ont la plupart du temps moins de 1 mètre ; quelquefois ils atteignent 5 ou 6 mètres et, par exception, il y en a de très grands, comme ceux de Taman. Quand il s'en trouve plusieurs ensemble, ils forment une surface ondulée, dont le relief est fortement influencé par les pluies et les sécheresses.

Salses du Caucase. — Les volcans de boue les plus remarquables sont ceux qui se trouvent *aux deux extrémités du Caucase*, d'une part, à Taman et Kertch, entre la mer d'Azof et la mer Noire, d'autre part à Bakou, sur la Caspienne. Les salses de Bakou se distinguent par leur association avec une forte proportion de gaz combustibles. La péninsule d'Apchéron, sur laquelle ces émissions se font jour, est d'origine volcanique ; des éruptions de lave et des projections de pierres y ont encore lieu de temps en temps. La hauteur des cônes de boue est considérable ; ils ont de 156 à 398 mètres.

Le foyer principal des gaz combustibles est un peu au nord-est de Bakou, sur les bords d'un étang salin de 7 kilomètres de longueur. Les gaz sont employés au chauffage et à l'éclairage et la récolte du pétrole y atteignait, en 1878, 320 millions de kilogrammes (1). Des ruisseaux de naphte sourdent parfois en bouillonnant au milieu de la mer et il se fait souvent des explosions d'huile minérale brûlante, projetant en l'air des masses d'argile et de pierrailles. Ces explosions soulèvent le fond de la mer et c'est ainsi qu'on a vu naguère surgir plusieurs îlots dans les environs de Bakou.

A Taman, les monticules boueux offrent tous les phénomènes intermédiaires entre le suintement des boues et les explosions volcaniques. S'il est possible que l'huile minérale provienne des gisements tertiaires dans lesquels on la trouve intercalée, du moins sa venue au jour est en rapport intime avec les phénomènes internes.

Salses des Apennins. — Les salses sont nombreuses dans la région des Apennins, où plusieurs d'entre elles sont sujettes, de temps en temps, à des redoublements d'activité (2). La salse de Sassuno, dans le district de Castel-san-

(1) Lissenko in Reclus, *l'Asie Russe*.
(2) Fouqué, *Revue des Deux-Mondes*, 1er avril 1871.

Digitized by Google

Pietro, a passé en 1839 par un paroxysme qui a bouleversé le terrain environnant. Le mélange gazeux y renferme, avec l'hydrogène protocarboné, un carbure plus riche en carbone. En 1839 on y a observé du bitume noir.

Une autre salse du Modénais, celle de Sassuolo, a subi de nombreux paroxysmes, déjà mentionnés par Pline et renouvelés en 1660, en 1789 et en 1835. A cette dernière époque, l'éruption fut accompagnée de violentes secousses et de projections de débris. Le sol se fendit en plusieurs points, la température s'élevant notablement dans les crevasses ; la salse rejeta plus de 10 000 000 de mètres cubes de boue et de pierres (1), ces dernières se recouvrant rapidement d'efflorescences de sel marin. Non loin de Sassuolo se rencontrent, au Mont Zibio, des sources de pétrole connues depuis la plus haute antiquité.

Terrains ardents. — Près de la route de Bologne à Florence, les dégagements de gaz combustibles des Apennins, au lieu de se faire dans l'eau, s'opèrent à la surface d'un sol sec et pierreux et donnent naissance, quand on y met le feu, aux *terrains ardents* étudiés par Volta à Pietra-Mala et par Spallanzani à Barigazzo dans le Modénais. A Bocca-Suolo, il y a quatre foyers distincts, distribués le long d'une même ligne sur environ 100 mètres, dans un terrain pierreux complètement bouleversé par des éboulements. Dans tous ces foyers c'est le gaz des marais qui domine.

A Porretta et aux environs, le gaz combustible se dégage dans l'eau et de là résultent des *fontaines ardentes*, dont quelques-unes exhalent une forte odeur de pétrole, ce qui prouve que le gaz des marais y est accompagné de carbures d'hydrogène liquides. L'eau des sources, à la fois alcaline et salée, est à une température comprise entre 30° et 38°,5. Il s'y trouve un peu d'hydrogène sulfuré et jusqu'à 5 % d'acide carbonique.

Dégagements d'hydrocarbures en Amérique et dans diverses contrées. — Les sources d'huile minérale (*oil springs*) sont très répandues en Amérique, où les imprégnations de pétrole ont, dans la profondeur, une importance considérable. Les gisements sont en rapport avec les dislocations du sol et les principaux d'entre eux sont concentrés sur des lignes de soulèvement, dans les fractures desquelles l'huile minérale paraît s'être accumulée. Beaucoup de ces gisements sont d'ailleurs situés dans des terrains, tels que le silurien et le dévonien, au-dessous desquels il ne peut y avoir aucun combustible à distiller.

La plupart des puits d'eau salée des États-Unis donnent aussi des hydrocarbures gazeux et liquides. Dans la vallée de Kenawha, en Virginie, se trouve, au milieu de la chaîne des salines, une source naturelle de gaz très forte (*the burning spring*). Partout, dans cette région, on observe la réunion du sel, de l'hydrogène carboné et de l'huile minérale.

En Chine, les émanations hydrocarbonées abondent dans les provinces Yunnan, Szutschhuan, Kuangsi et Schansi, où elles sont associées aux émissions salifères. Les *sources de feu* des Chinois ont été en grande partie découvertes dans des re-

(1) Brignoli in Fouqué, *loc. cit.*

Digitized by Google

cherches de sel entreprises par la voie des sondages. D'après le missionnaire français Imbert, le pays de Szutschhuan renferme plusieurs milliers de sondages, ayant de 400 à 600 mètres de profondeur et donnant une eau très salée avec du gaz combustible. Les *montagnes de feu* proprement dites sont dans la province de Schansi.

On sait enfin qu'il existe en Auvergne, au pied de la chaîne volcanique des Puys, une source de bitume qui émerge d'une colline appelée le Puy de la Poix. Le bitume découle également des fissures d'un tuf volcanique et calcaire à Pont-du-Château.

Mer Morte. — C'est encore au nombre des salses qu'il nous paraît convenable, malgré l'absence de dégagements gazeux apparents, de ranger la mer Morte ou lac Asphaltite. Cette mer intérieure, dont la surface est à 392 mètres et le fond à 700 mètres *au-dessous* du niveau de la Méditerranée, couvre aujourd'hui 1200 kilomètres carrés ; mais son niveau a été autrefois bien plus élevé, comme en témoignent les couches de marnes gypseuses et de sel gemme étalées sur les flancs des collines environnantes (1). Elle occupe une dépression dans laquelle on ne peut se refuser à voir le résultat d'un gigantesque effondrement longitudinal.

La densité de l'eau de la mer Morte est, en certains endroits, de 1,230 et même de 1,250. La quantité de sel marin y est deux fois plus considérable que dans l'eau de la Méditerranée et la proportion du chlorure de magnésium dépasse encore celle du chlorure de sodium ; mais c'est la teneur en brome qui est surtout extraordinaire, car elle varie de 1 à 7 grammes par kilogramme d'eau. En revanche, l'iode, si caractéristique des eaux de l'océan, fait ici défaut. De plus, la quantité de brome augmente avec la profondeur, ce qui laisse supposer que les substances chimiques sont amenées par des sources minérales jaillissant près des bords et surtout au fond du lac. C'est de là également que proviennent les fragments de bitume qui viennent flotter à la surface du bassin.

M. Louis Lartet (2) a fait la remarque que tous les sels contenus dans l'eau de la mer Morte et celle du Jourdain sont également (à l'exception peut-être du brome), renfermés dans les eaux des sources chaudes du même bassin, notamment celles de Zara, de Callirhoë et d'Emmaüs. D'ailleurs la composition de la mer Morte ne semble pas la même en tous les points de sa surface et, en quelques endroits, il se dégage des odeurs fétides qui rappellent un mélange de bitume et d'hydrogène sulfuré. Il est donc permis de penser qu'à l'heure actuelle des sources minérales surgissent encore au-dessous du niveau de la mer Morte et que cette dernière doit aux phénomènes internes une composition que, pour aucun motif plausible, on ne saurait attribuer à une intervention antérieure des eaux marines. Le bassin de cette mer est un ancien lac d'eau douce, occupant une dépression produite par effondrement, et dont la composition a été ulté-

(1) Lartet, *Bulletin de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXII, p. 420.
(2) *Bulletin de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIII, p. 719.

Digitized by Google

rieurement modifiée sous l'influence des phénomènes volcaniques qui ont agité cette contrée à une époque assez voisine de la nôtre.

Mofettes. — L'acide carbonique, soit seul, soit mélangé avec l'eau, se dégage en abondance dans la plupart des régions volcaniques, où ces exhalaisons ont reçu le nom de *mofettes*.

Tout le monde a entendu parler de la célèbre Grotte du Chien, près de Naples, où le gaz, qui s'échappe à travers les fissures du terrain, vient former une couche irrespirable sur le sol de la grotte. Les mofettes sont au nombre de plus de *mille* dans l'Eifel, notamment aux environs du lac de Laach, où elles remplissent tantôt de petites grottes, tantôt des entonnoirs bien abrités. Elles abondent en Auvergne, où les mofettes de Clermont et de Royat sont bien connues, ainsi qu'en Vivarais. A Java il existe un lieu dit « Vallée de la Mort » où l'acide carbonique se dégage en telle abondance que le sol y est, dit-on, jonché des débris des animaux qui se sont laissé surprendre par ces émanations.

Des dégagements d'acide carbonique se font jour sur l'île Saint-Paul avec des eaux chaudes, dont la température varie depuis 30 ou 35 degrés jusqu'à 96. Le gaz peut être mélangé d'azote seul ou d'air atmosphérique et la proportion d'acide carbonique est d'autant plus abondante que la température est plus élevée. Cette dernière est influencée par la hauteur de la marée et atteint son maximum à l'heure de la pleine mer, ainsi que l'a constaté M. Vélain (1). Les sources les plus chaudes contiennent 95 d'acide carbonique et 5 d'azote pour 100 de gaz dégagés.

Ainsi cet ancien volcan est aujourd'hui réduit à la condition de *mofette*. Les émanations gazeuses s'y manifestent non seulement en divers points des parois du cratère, mais à travers l'eau du fond et même à une certaine distance en pleine mer. Mais ici les mofettes sont chaudes, au lieu d'avoir, comme dans la plupart des régions volcaniques, une température simplement égale à celle de l'air ambiant.

Bischof avait parfaitement reconnu la corrélation qui unit les mofettes aux phénomènes volcaniques. Voici en effet, de quelle manière il s'exprime à cet égard (2) : « Les émanations carboniques ayant fréquemment lieu après les éruptions des volcans, lorsque nous rencontrons ce phénomène dans des contrées où, autrefois, l'action volcanique s'est indubitablement fait sentir, rien n'est mieux justifié que la conclusion qui nous porte à considérer les dégagements d'acide carbonique comme *le dernier acte* des manifestations du volcanisme. »

Considérations sur l'origine des émanations. — En considérant le lien étroit qui, par les suffioni, relie les salses et les sources de pétrole aux émanations volcaniques, quelques savants, convaincus que le pétrole doit son origine à la fermentation paludéenne de matières animales ou végétales, ont pensé qu'il convenait d'attribuer une origine organique, non seulement aux gaz des salses et

(1) *Mission à l'île Saint-Paul*, 1879, p. 401.
(2) *Lehrbuch der chemischen Geologie*, I, pp. 318, 319.

Digitized by Google

des terrains ardents, mais encore à ceux des volcans. Dans ce cas, la chaleur de ces derniers résulterait d'une fermentation anomale, s'opérant à une grande profondeur et à l'abri de l'air, et le volcanisme, dans lequel nous nous sommes plu à voir la manifestation la mieux caractérisée de l'énergie interne, ne serait rien autre chose qu'une tardive expansion de la puissance renfermée dans certains produits d'origine purement extérieure.

La paternité de cette doctrine doit être attribuée à Volta, qui la développa en 1780 pour expliquer les phénomènes des terrains ardents de la Toscane. Dans les points, disait-il, où se révèlent les émanations des gaz hydrocarbonés, le sol renferme, à des profondeurs inconnues, des marécages, des tourbières, ou même peut-être des amas de houille. N'a-t-on pas vu récemment, ajoutait-il, (1) dans notre contrée, des prairies, des champs fertiles et des villages, ensevelis sous d'énormes masses de terre détachées du flanc des montagnes? N'est-il pas probable dès lors qu'autrefois des portions importantes de la chaîne des Apennins se sont de même éboulées et que dans leur chute elles ont recouvert des quantités prodigieuses de matières animales et végétales, dont la décomposition a fourni la source du gaz inflammable?

Que cette théorie ait été jugée suffisante pour les salses des Apennins, et encore à la condition de substituer des gisements de matières bitumineuses aux enfouissements accidentels qu'avait admis Volta, nous le comprenons encore; mais l'extension d'une telle manière de voir à tout l'ensemble des phénomènes volcaniques nous semble singulièrement hasardée et si cette doctrine ne pouvait invoquer en sa faveur l'indulgence, peut-être même la complaisance que lui témoignent quelques savants distingués, nous aurions peine à concevoir qu'elle ait jamais pu rencontrer le moindre crédit. Sans doute, ce qui se passe dans les marais nous apprend que la décomposition des matières organiques est susceptible d'amener, à la surface d'une eau boueuse, des bulles d'hydrogène protocarboné. Mais dans l'analogie que ce phénomène présente avec ceux des salses, il ne faut voir qu'une preuve de plus de cette infinie variété de procédés qui distingue les opérations naturelles et qui, de réactions absolument opposées, fait parfois sortir des produits presque identiques.

Ce n'est pas une médiocre imagination que celle qui porte à admettre, dans les profondeurs de la terre, des masses de matière organique capables d'alimenter, pendant tant de siècles, l'activité des bouches volcaniques connues. On comprendrait encore que cette hypothèse n'ait pas répugné à l'esprit de ceux qui n'ont vu les volcans à l'œuvre qu'au-dessus de terrains stratifiés, capables, à la rigueur, de contenir des gisements étendus de substances combustibles. Mais comment cette théorie résisterait-elle au fait que les volcans d'Auvergne et le fameux Sangay, de l'Équateur, sont assis sur le granite, c'est-à-dire sur une roche fondamentale, au-dessous de laquelle il n'y a certainement ni calcaires pour dégager de l'acide carbonique, ni couches de houille pour donner par distillation des hydrocarbures, ni

(1) Fouqué, *Revue des Deux-Mondes*, 1er avril 1871.

Digitized by Google

gisements salifères pour fournir du chlorure de sodium? Beaucoup de volcans, comme ceux du Velay et du Vivarais, reposent sur le gneiss et le micaschiste et il en est, parmi les plus élevés du Kamtschatka, qui ont le terrain silurien pour base. On peut encore demander comment il se fait que le phénomène volcanique atteigne en général sa plus grande intensité dans les régions tropicales, qui sont précisément de celles où la Géologie nous enseigne qu'il y a le moins de chances de rencontrer les terrains abondamment pourvus de combustible minéral?

Qu'il y ait, en certains points du globe, des dégagements gazeux, parfois même des manifestations calorifiques intenses, dont la cause peut être attribuée à des phénomènes secondaires, tels que des décompositions organiques, des inflammations spontanées de sulfures ou de combustibles, nous ne le nions en aucun façon; peut-être même beaucoup des volcans boueux à basse température doivent-ils être considérés comme appartenant à cette catégorie; mais ce qui nous paraît inadmissible, c'est l'extension qu'on voudrait donner à des actions tout à fait exceptionnelles et locales, alors que partout nous sommes environnés des preuves de la fluidité originelle du globe et que le grand phénomène de la chaleur interne est là pour attester combien les restes de l'énergie primitive sont encore voisins de nous. Libre aux *uniformitaires*, c'est-à-dire à ceux qui n'admettent ici bas d'autres puissances que celles de la dynamique externe, de se faire les champions d'une pareille doctrine. Pour nous il n'est guère de fait d'observation qui ne la condamne.

A nos yeux, l'ensemble des phénomènes volcaniques, depuis les plus violents paroxysmes jusqu'aux simples mofettes, forme une série continue et admirablement ordonnée, de tous points concordante avec la succession des dégagements qui se manifestent dans le cours d'une même éruption. A travers quelques variations locales, c'est toujours et partout cette même loi de décroissance qui, des émanations chaudes et chlorurées, conduit par les gaz sulfureux aux dégagements carboniques, avec prédominance des gaz combustibles aux points où l'oxydation n'a pas pu se faire sentir. Aussi, quelques analogies que les réactions de ce bel ensemble puissent parfois offrir avec des phénomènes superficiels et locaux, nous ne pensons pas qu'on puisse moins faire que de lui assigner une cause générale en rattachant sa production à la fois à l'existence du foyer interne et aux grands mouvements qui affectent l'écorce du globe.

Digitized by Google

QUATRIÈME SECTION

PHÉNOMÈNES DE DISLOCATION

CHAPITRE I

TREMBLEMENTS DE TERRE

§ 1

DESCRIPTION DES TREMBLEMENTS DE TERRE

Définition des tremblements de terre ; Nature des secousses. — On donne le nom de *tremblements de terre* à des ébranlements du sol produisant, dans les contrées qu'ils traversent, des effets d'une intensité très variable, depuis un frémissement à peine perceptible jusqu'à des bouleversements effroyables. Les plus grandes catastrophes de ce genre que l'histoire de l'Europe ait enregistrées sont celles de 526, où 120000 personnes, suivant les uns, 200000 suivant les autres, périrent sur le littoral méditerranéen par suite d'un seul tremblement de terre (1), et de 1693, où un phénomène de cette nature, survenu en Sicile, coûta la vie à plus de 60000 habitants. Le tremblement de terre qui détruisit Lisbonne, en 1755, fit 30000 victimes. Quant à l'Amérique, on sait à combien de reprises le Pérou et le Chili ont été visités par ces redoutables cataclysmes.

Les effets mécaniques des tremblements de terre peuvent être de trois sortes : il y a d'abord les commotions ou *secousses verticales*, où le choc se produit de bas en haut; ensuite les *secousses horizontales*, avec choc latéral; enfin les *mouvements ondulatoires*, pendant lesquels le sol oscille comme une mer houleuse. Il y a souvent combinaison d'une secousse au centre et d'une ondulation sur les bords de la surface ébranlée : de plus, la rencontre de mouvements ondulatoires partis de centres différents peut donner lieu à des effets particulièrement désastreux, qu'on serait tenté, mais à tort, de rapporter à des mouvements tourbillonnants.

L'amplitude des secousses verticales, à la surface du sol, peut être considérable. En 1837, au Chili, sur le fort San Carlos, un mât enfoncé de 10 mètres en

(1) Heim. *Association scientifique de France*, août 1880. — K. Fuchs, *les Volcans et les tremblements de terre*, Paris, 1878.

Digitized by Google

terre et assujetti par des tiges de fer, fut violemment projeté en l'air. A Riobamba, en 1797, les cadavres de plusieurs habitants furent lancés de l'autre côté de la rivière, sur une colline haute de plus de cent mètres. En Calabre, en 1783, on vit des maisons sauter comme si elles avaient été projetées par l'explosion d'une mine; les sommets de quelques montagnes s'effondrèrent et le relief du sol fut notablement modifié.

Les mouvements ondulatoires sont les plus fréquents. Dans le tremblement dont il vient d'être question, en Calabre, des arbres s'inclinèrent jusqu'à toucher le sol avec leurs branches. En 1811, dans le Missouri, Bringier put voir les arbres se pencher, puis se redresser sur le passage de l'onde et parfois demeurer enchevêtrés les uns dans les autres. La direction de la propagation dans les forêts se reconnaissait aisément au craquement des branches brisées.

En 1878, à Battang, en Chine, le sol était agité comme une mer battue par l'ouragan et l'on dit qu'en 1812 le sol de Caracas ressemblait à un liquide en ébullition.

Durée des secousses. — Quelle que soit d'ailleurs la nature d'un tremblement de terre, il peut être unique ou composé de plusieurs chocs successifs, ou encore affecter la forme d'un frémissement prolongé. Il y a des secousses qui ne durent qu'une fraction de seconde; quelques-unes, se succédant rapidement, suffisent néanmoins pour produire de grands ravages. D'autres fois, les mouvements du sol se font sentir pendant des mois et même des années. Ainsi dans la vallée de Viège, en Valais, une première secousse eut lieu le 1er juillet 1855; son intensité fut considérable et on en ressentit le contre-coup dans toute la Suisse et même jusqu'à Paris (1). A partir de ce moment, pendant quatre mois de suite, des commotions plus faibles se succédèrent en grand nombre dans la même vallée, après quoi elles s'espacèrent et le phénomène avait entièrement cessé en 1857. En 1856, il y eut à Honduras 108 secousses dans une seule semaine, et aux îles Sandwich, en 1868, un même tremblement de terre dura plusieurs mois de suite, donnant jusqu'à 2000 secousses dans le seul mois de mars. On remarque que la plus forte secousse est rarement la première de la série et qu'elle n'en est jamais la dernière.

Effets de dislocation du sol. — De tels mouvements produisent dans le sol des crevasses dont les unes restent béantes, tandis que les autres se referment immédiatement, après avoir englouti ce qui se trouvait à la surface. En 1783, dans les Calabres, à la base occidentale de la chaîne granitique de la péninsule, le sol s'était lézardé sur plus de 30 kilomètres et, dans quelques endroits, la fente avait plusieurs mètres de largeur. A Cergulli, on observait une crevasse de 2 kilomètres de longueur, avec 10 mètres de largeur et 40 mètres de hauteur. En tout cas, le moindre effet des secousses est de détruire ou de lézarder les maisons et les édifices. On remarque seulement que les murs parallèles à l'onde, c'est-à-dire se présentant de front à l'attaque, sont beaucoup plus souvent renver-

(1) Heim, *loc. cit.*

Digitized by Google

sés que ceux dont la direction est perpendiculaire, ce qui se comprend de reste.

Quelques tremblements de terre produisent, dans la surface du globe, des modifications durables. Nous avons déjà parlé des effondrements qui ont marqué les cataclysmes de la Calabre. En 1819, près du golfe de Cutch, dans le delta de l'Indus, un district tout entier, celui du Grand Runn, s'enfonça dans la mer, donnant naissance à un golfe de 5 mètres de profondeur sur plusieurs milliers de kilomètres carrés; par contre, il se forma en même temps, en travers d'une ancienne bouche de l'Indus, une digue dite Ullah-Bund ou *digue des dieux*, sorte de terrasse de 3 mètres de hauteur sur plusieurs kilomètres de large. En janvier 1855, le port de Nipon, au Japon, fut soulevé au point de n'être plus utilisable et, après le tremblement de terre du 24 mai 1750, le port de la Conception, au Chili, fut mis à sec; sur toute la côte on trouvait, à $1^m,20$ au-dessus de la mer, des bancs d'huîtres et autres coquilles marines.

Tout le monde a entendu parler des colonnes du temple de Sérapis, près de Pouzzoles, dont les fûts ont dû être immergés d'au moins $6^m,50$, à en juger par la hauteur qu'atteignent, au-dessus de leurs bases, les trous de pholades et autres animaux perforants qu'on y observe. Ce temple, élevé par Marc-Aurèle, s'est vraisemblablement affaissé en 1198, lors de l'éruption de la Solfatare et son émersion a probablement coïncidé avec l'éruption du Monte Nuovo, en 1538. De la sorte, les mollusques lithophages auraient eu 340 ans au moins pour marquer ces colonnes, sur trois mètres de hauteur, de leurs incisions caractéristiques (fig. 103).

Fig. 103. — Colonnes du temple de Sérapis.

Notons cependant que quelques observateurs, en particulier M. K. Fuchs (1), contestent qu'aucun soulèvement subit du sol ait jamais été la conséquence immédiate d'un tremblement de terre. En revanche il y a eu de nombreux cas d'affaissement.

Effets accessoires des tremblements de terre. — Les effets accessoires des tremblements de terre consistent en bruits souterrains, comparés tantôt au roulement du tonnerre, tantôt à un grincement ou au cliquetis de la ferraille; souvent aussi il se produit des dégagements de gaz et de vapeurs, parfois même des flammes. Il arrive également que des brouillards subits, des coups de vent ou des orages accompagnent ces phénomènes.

En outre, les tremblements de terre, en dérangeant l'équilibre des couches meubles et celui des nappes d'eau souterraines, donnent souvent lieu à de véritables éruptions de boue, quelquefois de sable, qui font naître dans le sol voisin des effondrements en forme d'entonnoirs. M. Oldham attribue la même origine aux éruptions d'eau qui ont eu lieu lors du tremblement de terre de Cachar; ce seraient simplement des projections violentes de nappes souterraines, chassées à

(1) Fuchs, *op. cit.*, p. 140.

Digitized by Google

travers les fissures du sol et il n'y aurait aucune analogie à établir entre ces éruptions et celles des volcans de boue.

M. Hervé-Mangon (1) a constaté qu'en 1861 et 1862 chacune des secousses ressenties dans l'Europe occidentale s'était traduite par une augmentation dans la proportion des sédiments que contenait l'eau du puits artésien de Passy. Le 14 novembre 1861, jour d'un grand tremblement de terre en Suisse, les troubles du puits de Passy s'élevèrent soudain de 62 grammes par mètre cube à 147 grammes, pour redescendre le jour suivant à 91. M. J. François a également constaté l'influence, la plupart du temps passagère, des tremblements de terre sur les sources thermales des Pyrénées. Il y a cependant des sources dont la température peut être affectée d'une manière permanente par un phénomène de ce genre. Ainsi l'on admet que les sources de Louèche ont gagné 7 degrés et une notable augmentation de débit depuis le tremblement de terre qui a dévasté la vallée du Rhône en 1855 (2).

Étendue embrassée par le phénomène. — Rien n'est plus variable que l'étendue embrassée par un même tremblement de terre. Il en est, comme celui de Lisbonne en 1755, dont les effets se sont fait sentir sur une superficie d'au moins trois millions de kilomètres carrés. En 1856, tous les pays riverains de la Méditerranée ont été secoués depuis la Syrie jusqu'à la Corse et, le 16 novembre 1827, toutes les localités situées entre Bogota et Popayan, sur une longueur de 1500 kilomètres, furent détruites de la même manière. En fait d'exemples opposés, on peut citer une secousse qui, en mars 1879, jeta hors de leurs lits les habitants de Linthal (Glaris), s'étendit à peine vers l'est jusqu'à la Reuss et ne fut pas ressentie dans la direction du sud ni dans celle du nord.

Ces secousses locales doivent être, en général, distinguées avec soin des tremblements de terre proprement dits. Il en est beaucoup qui peuvent résulter de phénomènes d'ordre secondaire, tels que l'effondrement de cavités dans un terrain contenant des matières solubles, que les eaux d'infiltration entraînent peu à peu, amenant à la longue des ruptures d'équilibre. Telle aurait été, selon M. de Tribolet, la cause des secousses ressenties en mai 1876 dans le canton de Neuchâtel et remarquables à la fois par leur localisation et par la diversité de leurs directions. De pareils phénomènes, en dépit de leur apparence, appartiennent en réalité au jeu de la dynamique externe et il importe de n'en tenir aucun compte dans la rédaction des statistiques destinées à mettre en évidence les conditions propres aux vrais tremblements de terre.

Mode de propagation. — Le mode de propagation des secousses n'est pas partout le même; l'ébranlement peut être *linéaire* ou *central*.

Un ébranlement linéaire, dit encore *longitudinal*, est celui qui se propage suivant une direction unique, en n'affectant de part et d'autre qu'une bande étroite ou zone d'ébranlement. On observe qu'en pareil cas les secousses suivent le pied

(1) E. Reclus, *les Continents*, p. 739.
(2) K. Fuchs, *op. cit.*, p. 128

Digitized by Google

d'une chaine de montagnes ou longent une côte maritime. Ainsi les tremblements de terre de l'Amérique du Sud ont ordinairement leurs effets limités à la zone comprise entre le littoral du Pacifique et la Cordillère des Andes; ou bien encore ils se concentrent sur la côte septentrionale de la Nouvelle-Grenade et du Venezuela.

Un ébranlement central se propage, dans toutes les directions à la fois, autour d'un centre à partir duquel l'intensité des secousses va en diminuant. Mais il peut se manifester à la fois plusieurs centres d'ébranlement distincts et en outre on peut voir, comme en Calabre, un centre se déplacer suivant une direction déterminée. C'est à la catégorie centrale que paraissent avoir appartenu le tremblement de terre de Lisbonne en 1755, et ceux des Pays-Bas en 1828 et des provinces Rhénanes en 1846.

Enfin on a quelquefois observé un troisième mode d'ébranlement, dit *transversal*, dans lequel les secousses se font sentir *simultanément sur une même ligne droite*, qui marque l'axe de l'ébranlement. Tels auraient été les tremblements de terre de 1811 et 1812 dans le bassin du Mississipi, et de 1843 à la Guadeloupe.

Ondes séismiques. Leur vitesse. — Un tremblement de terre, à quelque catégorie qu'il appartienne, se résout en un mouvement qui doit se propager à travers l'écorce terrestre suivant les lois ordinaires de l'ébranlement des solides. A un certain moment, tous les points de l'écorce qui sont atteints en même temps par cet ébranlement sont distribués sur une *surface d'onde* à laquelle on donne habituellement le nom d'*onde séismique*. Il est intéressant de connaître la vitesse de propagation de cette onde; on la conclut du temps qui s'écoule entre les apparitions du phénomène en deux points dont la distance est connue. Voici quelques chiffres obtenus de cette manière:

	Vitesse par seconde
Tremblement de terre de Lisbonne en 1755	540m
Tremblement de terre de l'Allemagne du Nord en 1843. 1° vers l'ouest	590m
» 2° vers l'est	885m
Tremblement de terre des provinces Rhénanes en 1846	470m
Tremblement de terre de l'Allemagne centrale en 1872	742m
Tremblement de terre de la Pointe à Pitre en 1843	185m
Tremblement de terre du Pérou en 1868	131m,50

La diversité de ces chiffres n'a rien qui doive étonner, si l'on réfléchit que la nature et le mode de succession des terrains successivement affectés par l'ébranlement ne peuvent manquer d'influer sur sa vitesse de propagation.

Quand la nature des terrains traversés varie beaucoup, il est impossible que la vitesse soit la même dans toutes les directions. D'ailleurs, à la rencontre des fissures du sol, l'ébranlement doit tendre à se dissiper en s'affaiblissant. Ainsi mille causes viennent compliquer le phénomène de la propagation des ébranlements, et il n'est pas étonnant que, même avec un centre unique d'impulsion, les *homoséistes*, c'est-à-dire les courbes successives d'intersection de la surface de l'onde avec celle du sol, ne soient ni circulaires ni semblables entre elles.

Digitized by Google

Vagues de translation. — Il est intéressant de comparer les vitesses qui viennent d'être indiquées avec celles qu'on observe quand un tremblement de terre se propage à travers une grande masse d'eau. En pareil cas, il se produit une *onde de translation* qui, sans élever d'une manière sensible le niveau de l'Océan, occasionne à sa surface, sur les navires qu'elle rencontre, des secousses très sensibles et se traduit, sur les rivages, par ces terribles *ras de marée* dont les effets destructeurs ne sont que trop connus. D'ordinaire la mer commence par se retirer en laissant apparaître les bas-fonds, tandis qu'elle met à sec les ports et les baies. Ce recul dure de 5 à 35 minutes; quelquefois même il se maintient pendant 24 heures. En 1690, au tremblement de terre de Pisco, on vit la mer se retirer à 15 kilomètres pour ne revenir qu'au bout de trois heures. Le retour a lieu sous la forme d'une onde de 10, 20, parfois même 27 mètres de hauteur, se précipitant sur le rivage, où elle renverse tout. C'est par une vague de ce genre que le port du Callao fut entièrement détruit au dix-huitième siècle; des navires furent jetés par-dessus les murs et lancés dans l'intérieur des terres jusqu'à plus de 4 kilomètres du rivage et à 16 mètres au-dessus du niveau moyen de la mer.

Un tremblement de terre extrêmement violent s'étant fait sentir en avril 1868 à Arica, sur la côte du Pérou, il en résulta une vague de translation qui, parcourant toute la largeur de l'océan Pacifique, atteignit en deux jours la côte d'Australie et se fit même sentir jusqu'au Japon. En notant les heures d'arrivée de l'onde en différents points du Pacifique, M. de Hochstetter (1) a calculé qu'elle s'était déplacée avec une vitesse comprise entre un minimum de 146m,50 par seconde et un maximum de 216 mètres, le maximum correspondant à la partie de l'Océan la plus profonde; car, d'après une formule donnée par Lagrange, la vitesse d'une onde d'ébranlement transmise par l'eau est proportionnelle à la racine carrée de la profondeur de la nappe ébranlée. Ces chiffres sont plus faibles que ceux de la propagation dans le sol, ce qui concorde bien avec ce que l'on sait du son, dont la transmission se fait mieux par la terre que par l'air.

Il est à remarquer que la vitesse de propagation pour l'onde séismique marine est exactement la même que pour la marée (2). Ainsi le flot lunaire met 16 heures pour arriver d'Arica aux îles Samoa; or la vague de translation de 1868 a employé 16 heures 2 minutes pour le même trajet. De même, elle a parcouru en 12 heures 37 minutes la distance qui sépare Arica des îles Sandwich et que la marée met 13 heures à franchir.

La vague de translation déterminée, en 1854, par le tremblement de terre de Simoda, au Japon, était parvenue en douze heures sur les côtes de la Californie, ayant cheminé avec une vitesse moyenne de 185 mètres à la seconde.

Influence des terrains sur la propagation du mouvement. — Les effets mécaniques d'un tremblement de terre dépendent nécessairement, comme sa vitesse de propagation, de la constitution des terrains que traverse l'ébranlement.

(1) *K. K. Akadem. der Wissenschaften*, Vienne, août 1868
(2) K. Fuchs, *op. cit.*, 133.

Digitized by Google

Un premier fait très général est que les secousses sont beaucoup plus vivement ressenties à la surface que dans la profondeur. Il est arrivé plus d'une fois qu'un tremblement de terre demeurât inaperçu dans les puits de mines ou les tunnels alors qu'il avait été très remarqué au dehors; ainsi en 1823, à Fahlun, en Suède, et en 1828 dans les provinces Rhénanes. De même, en 1872, le district minier de Lone Pine (Californie), ayant été agité par un violent tremblement de terre qui détruisit la plupart des maisons et pendant lequel on compta plus de cent secousses, les ouvriers qui travaillaient à ce moment dans les mines ne s'aperçurent de rien (1).

On a quelquefois tenté d'expliquer ce fait en disant que les couches internes du globe étaient moins élastiques à cause de la pression qu'elles supportent; mais la raison du phénomène est très simple et du même ordre que celle qui détermine la transmission de l'ébranlement dans une série de billes de billard contiguës, dont la dernière seule est mise en mouvement par un choc survenu à l'autre extrémité. Les couches superficielles de l'écorce, qui n'ont à supporter que le poids de l'atmosphère, font l'office de la bille extrême et c'est ainsi que, d'après Darwin, dans le tremblement du 20 février 1835, au Chili, une roche compacte avait sa surface seule réduite en fragments comme si on l'avait fait sauter à la mine.

En général, le principal danger paraît exister à la jonction de deux couches de natures très distinctes et spécialement quand des assises, relativement meubles, reposent sur un massif compact de grande épaisseur. Par exemple, en 1783, les parties basses de Messine, bâties sur une alluvion marine, furent beaucoup plus maltraitées que les parties hautes, installées sur un sol granitique. De même, en Calabre, les localités situées sur la chaîne de granite d'Aspromonte souffrirent peu, malgré une oscillation verticale très marquée, tandis qu'il y eut, dans la plaine formée de grès grossier, d'argile et de cailloux, de grands ravages, surtout à la jonction de cette plaine avec le massif granitique. En 1755, à Lisbonne, les maisons bâties sur le calcaire à hippurites et sur le basalte restèrent debout quand celles qui avaient leurs fondements dans les assises tertiaires meubles étaient réduites en ruine. Enfin M. D. Forbes (2) a constaté que, lors du tremblement de terre de Mendoza, en 1861, la plaine alluviale, puissante de 9 à 13 mètres, était fissurée ou par endroits disloquée, tandis qu'on n'observait pas de crevasses dans le roc solide sous-jacent.

Les 74 tremblements de terre catalogués par M. Fuchs (3), de 1865 à 1873, dans la région des Alpes allemandes, se sont presque tous fait sentir dans les chaînes latérales du nord et du sud, composées de terrains secondaires, tandis que la région centrale, où dominent les formations anciennes, en était à peu près exempte.

(1) K. Fuchs, *op. cit.*, p. 115.
(2) *Geolog. Society of London*, 10 avril 1872.
(3) K. Fuchs, *op. cit.*, p. 117.

Digitized by Google

C'est évidemment à la même cause que doivent être attribuées les projections verticales dont il a déjà été question, ainsi que les secousses et quelquefois les avaries éprouvées par des navires lors du passage d'une onde séismique qui ne semblait pas se traduire à la surface de l'Océan.

En résumé, les effets mécaniques de rupture produits par les tremblements de terre ne sont que la traduction extérieure d'un mouvement d'ensemble qui, dans la profondeur, affecte un tout autre caractère. Ces ruptures ne se manifestent que quand la masse du terrain est relativement *libre dans une direction* et incomplètement jointe aux massifs sous-jacents ou adjacents. Ainsi, lors du tremblement de terre de Cachar, dans l'Inde, en 1869, MM. Oldham et R. Mallet constatèrent que les crevasses du sol s'étaient produites parallèlement aux rives escarpées de la rivière et à peu de distance de ces rives, comme un effet du vide de la vallée au moment où l'onde élastique du choc atteignait la limite du massif solide.

D'ailleurs il est des terrains qui, par leur nature, se prêtent très mal à la transmission des ondes séismiques. De ce nombre sont les couches épaisses d'alluvions ou d'éboulis, où la propagation du mouvement est aussi difficile que celle du son à travers la sciure de bois. Aussi, lors même que ces couches arrivent à la surface, il suffit qu'elles aient une grande puissance, comme c'est le cas dans les plaines de l'Allemagne du Nord, à Berlin, Breslau, etc., pour que les tremblements de terre y soient aussi rares que faibles et ne produisent à la surface du sol aucun effet visible. Une statistique dressée par M. Kluge établit que, de 1850 à 1857, aucun mouvement séismique n'a été ressenti ni en Allemagne au voisinage de la Baltique, ni dans les steppes de Russie, les llanos et les pampas de l'Amérique du Sud, ni enfin dans les prairies de l'Arkansas. Or la plupart de ces régions se distinguent par la grande épaisseur qu'y affectent les formations d'alluvion.

En outre, les fentes et mieux encore les cavernes existant dans le sol opposent un obstacle à la propagation des mouvements séismiques. Humboldt signale ce fait qu'à Saint-Domingue les habitants sont arrivés d'eux-mêmes à l'idée d'assurer la stabilité de leurs demeures en creusant, dans le voisinage, des excavations profondes.

Action des montagnes. — Les montagnes peuvent exercer une influence analogue, en opposant un obstacle à la propagation des ondes. L'expérience a prouvé que les tremblements de terre nés sur la côte occidentale de l'Amérique du Sud franchissent rarement la chaîne des Andes. De même, la ligne côtière du Venezuela paraît empêcher la transmission des ondes séismiques vers le sud. Du reste, Palassou avait déjà remarqué que, dans le voisinage des Pyrénées, les tremblements de terre suivent ordinairement la direction de la chaîne et sont plus fréquents sur le versant espagnol que sur le versant français. De tels faits ne sauraient surprendre, l'axe d'une chaîne de montagnes bien définie étant, en général, constitué par un massif d'ancienne consolidation, qu'une onde d'ébranlement suit beaucoup plus facilement qu'elle ne le franchit.

Digitized by Google

Toutefois il y a des cas où la différence observée entre les mouvements séismiques, de part et d'autre d'une chaîne, serait attribuée à tort à l'influence du massif montagneux. En effet, supposons, avec M. R. Mallet (1), qu'un ébranlement se produise en o (fig. 104), au-dessous de la chaîne des Andes. L'onde séismique

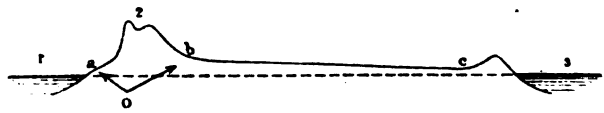

Fig. 104. — Propagation des ondes séismiques dans l'Amérique du Sud.
1. Pacifique. — 2. Chaîne des Andes. — 3. Atlantique. — o. Centre d'ébranlement.

occidentale arrivera rapidement en a sur la côte, et son énergie se dissipant de suite dans l'atmosphère, les mouvements du sol y seront violents. Au contraire, l'onde orientale, obligée d'ébranler successivement tout le massif continental bc, pourra n'y déterminer que de faibles mouvements oscillatoires. La montagne interviendra donc dans le phénomène, non par sa masse, mais par la relation, assez étroite, comme nous le verrons plus loin, qui existe entre sa position et celle du siège des ébranlements intérieurs.

§ 2

RECHERCHE DES CAUSES DES TREMBLEMENTS DE TERRE

Étude des secousses. Séismographes. — Pour arriver à des conclusions sérieuses relativement aux causes probables des tremblements de terre, il convient de donner à l'observation de ces phénomènes toute la précision et la généralité nécessaires. Or les secousses étant la forme la plus habituelle sous laquelle ils se manifestent, il est indispensable d'avoir des appareils qui permettent d'apprécier exactement les diverses circonstances de la production des chocs.

Les instruments à l'aide desquels on détermine la direction et l'intensité des secousses portent le nom de *séismographes* ou *séismomètres*. Les uns exigent l'intervention fréquente d'un observateur pour constater les résultats produits ; les autres sont des appareils enregistreurs.

Parmi les premiers, l'un des plus anciens est le séismomètre de Cacciatore, consistant en une cuve à mercure dont le liquide peut se déverser, au moindre choc, dans des godets auxquels aboutissent des rainures pratiquées suivant les principales directions de l'espace. Le poids du mercure écoulé sert de mesure à l'intensité des secousses. On peut encore employer un pendule, libre d'osciller dans toutes les directions et dont la pointe entre légèrement dans une couche de sable fin, étalée sur le fond d'un vase, concentrique à la sphère d'oscillation du pendule. Dès qu'un choc se produit, la pointe trace, dans le sable, un sillon d'amplitude variable, dans la direction même du mouvement. Enfin M. Robert

(1) *British Association*, 4th Report, 1858, p. 68.

Digitized by Google

Budge, de Valparaiso, a imaginé de se servir d'un pendule vertical renversé (fig. 105) composé d'un disque lenticulaire A, dont la tige b c est une lame flexible portant en d une crémaillère. Un arrêt r entre par sa pointe dans les dents de cette crémaillère. Si une secousse tend à amener le pendule en A, l'arrêt r retombe en r' et maintient la tige jusqu'à ce que l'observateur vienne la relever. Deux pendules de ce genre, situés dans deux plans verticaux rectangulaires, peuvent faire connaître par une construction géométrique le sens de la propagation du mouvement.

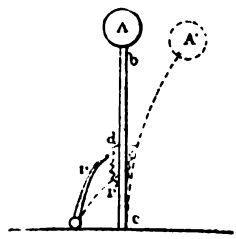

Fig. 105. — Séismographe à pendule renversé.

Quant aux appareils enregistreurs, ils sont fondés soit sur le déplacement d'un corps solide, soit sur celui d'un corps liquide. Ceux qu'emploie M. Palmieri et dont les uns sont disposés en vue des secousses verticales et les autres en vue des secousses horizontales, ont pour principe l'interruption qui se produit dans la marche d'une horloge, lorsque, à la suite d'une secousse, une tige métallique convenablement disposée vient toucher la surface du mercure contenu dans un tube et ferme ainsi le circuit d'un courant électrique.

Nous n'insisterons pas davantage sur ces appareils ; disons seulement que leur usage révèle qu'en dehors des mouvements dont nos sens suffisent à nous avertir, l'écorce terrestre est presque constamment agitée par des frémissements d'une amplitude variable; les uns sont des tremblements de terre directs, mais de faible intensité, tandis que les autres sont la répercussion de mouvements plus énergiques, survenus à de grandes distances.

Détermination du foyer de l'ébranlement. Méthodes fondées sur l'observation de l'intensité et de la direction des secousses. — La première question à résoudre, dans l'étude d'un tremblement de terre, est la détermination du siège initial de l'ébranlement superficiel, c'est-à-dire du point de la surface à partir duquel les secousses se sont propagées dans tous les sens. Plusieurs méthodes peuvent être employées à la recherche de ce point de départ, qu'on appelle aussi le *foyer apparent* du tremblement (1).

La première est fondée sur la mesure de l'intensité des secousses, qui est évidemment plus forte dans le voisinage du foyer que partout ailleurs. A supposer qu'on manque pour cette mesure d'instruments spécialement appropriés, on y peut suppléer, à un certain degré, par l'observation des effets mécaniques du tremblement de terre, en notant, par exemple, la zone où les murs ont été renversés ou lézardés, puis celle où il y a eu seulement déplacement des meubles, enfin celle où les secousses ont été simplement perçues sans entraîner aucun dégât. Ces diverses zones formeront, autour du foyer superficiel, des enceintes plus ou moins concentriques. Le plus souvent l'observation montrera que le foyer, au lieu d'être un point unique, est une ligne ou plutôt une surface de quelque amplitude.

(1) Heim, *Association scientifique de France*, août 1880.

Digitized by Google

En outre, l'expérience prouve que les zones successives sont fort loin d'avoir une forme semblable et une amplitude égale, comme on a pu s'en assurer lors du tremblement de la vallée de Viège en 1855.

A la considération de l'intensité des secousses, on peut substituer celle de leur direction ; en effet les lignes de propagation divergeant dans tous les sens autour du foyer, il suffit de connaître quelques-unes de ces lignes pour pouvoir déterminer leur point de convergence. Mais cette mesure est d'une application fort délicate et il arrive souvent que la direction observée dans les habitations est le résultat d'une déviation que subit la direction vraie par suite de l'orientation des murailles. En outre, si l'on peut bien déterminer l'angle que forme l'azimut de la secousse avec la méridienne, il est très difficile de préciser le sens dans lequel le mouvement a eu lieu et de dire, par exemple, si c'est de l'est à l'ouest ou inversement.

La direction des secousses peut être déterminée assez exactement par un procédé que le hasard a fait connaître à M. Moesta (1) lors du tremblement de terre qui, le 20 mars 1861, détruisit la ville de Mendoza. A ce moment, M. Moesta se trouvait à Santiago, de l'autre côté de la chaîne des Andes, travaillant au cercle méridien de l'observatoire. Voulant connaître le changement que la secousse principale avait pu produire, il entreprit une nouvelle détermination du nadir en faisant coïncider, au dessus d'un bain de mercure, la croisée des fils d'un réticule avec son image réfléchie dans le bain.

Pendant les vingt minutes qui suivirent le choc principal, toute observation fut impossible à cause de l'agitation du mercure; bientôt une image oscillante se laissa voir et, au bout de deux heures, les vibrations de l'image du réticule se faisaient très régulièrement suivant aa et bb (fig. 106), en donnant une résultante OR de sens constant, et dirigée justement suivant la ligne qui joint Santiago à Mendoza. Cette observation exige l'emploi d'un fort grossissement. Il faut de plus disposer le réticule de telle sorte que l'un des fils soit parallèle et l'autre perpendiculaire au méridien.

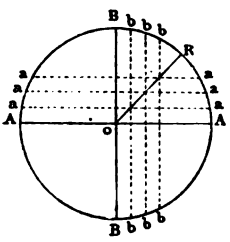

Fig. 106. — Détermination de la direction des secousses.

Méthode fondée sur l'observation de l'heure de la première secousse en divers points. — Une autre méthode a pour principe la constatation des points qui ont été atteints au même moment par l'onde séismique. Théoriquement, cette méthode est la meilleure, car elle revient à déterminer les intersections successives de l'onde avec la surface du sol et ces intersections concentriques doivent délimiter nettement la position et la forme du foyer. Malheureusement, en raison de la rapidité avec laquelle les secousses se propagent, non seulement il faut que leur arrivée soit notée avec soin par un observateur attentif; mais il importe que les horloges des diverses stations soient absolument concordantes; car, avec une vitesse de

(1) *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 1876, p. 290.

Digitized by Google

400 mètres par seconde, une distance de 40 kilomètres, par exemple, est franchie par l'ébranlement en moins de deux minutes; or qui peut répondre, dans les conditions habituelles de marche des horloges, que la différence entre les heures des stations ne dépassera pas un chiffre aussi minime?

Néanmoins, grâce à la multiplication et au perfectionnement des appareils enregistreurs, on peut attendre, pour l'avenir, de bons résultats de cette méthode. Elle offre en outre l'avantage de pouvoir être appliquée à la recherche, non plus seulement du foyer apparent, mais encore du foyer réel ou centre de l'ébranlement (1). En effet, soit Ma_1N (fig. 107) un arc de grand cercle pris sur la

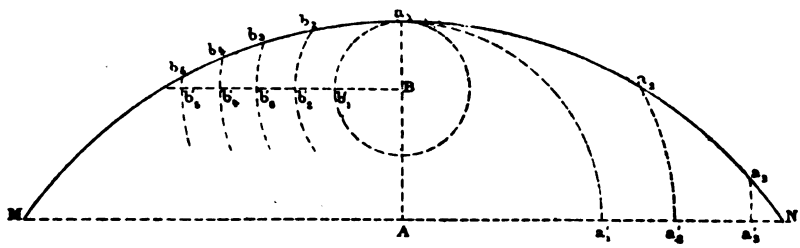

Fig. 107. — Détermination du centre d'un ébranlement séismique. — B, centre; a_1, épicentre.

surface terrestre. Si un ébranlement partait du centre même de la terre et qu'il lui fût possible de se propager jusqu'à la surface, il y arriverait partout au même moment. Si le centre initial d'impulsion était situé en A, c'est-à-dire à une assez grande distance de la surface, le mouvement atteindrait cette dernière, tout d'abord, au point a_1, où l'onde sphérique ayant son centre en A vient toucher la surface du globe. Ce point a_1, qui, pour les observateurs placés sur la terre, est le centre apparent de l'ébranlement, s'appellera l'*épicentre*. Au bout d'un certain temps, d'une minute, par exemple, l'onde s'est transportée de $a_1a'_1$ en $a_2a'_2$; au bout d'un temps double, elle est venue en $a_3a'_3$. Cela posé, il est aisé de voir que, dans l'hypothèse où nous nous sommes placés, c'est-à-dire en admettant que A soit assez éloigné de a_1, les arcs successifs tels que a_1a_2, a_2a_3, diffèrent beaucoup les uns des autres; le premier est incomparablement plus grand que ceux qui suivent, d'où il résulte que, *dans ce cas*, la vitesse de propagation, extrêmement grande au début, doit aller rapidement en diminuant.

Supposons maintenant que le centre soit en B, beaucoup plus près de la surface. L'épicentre continuant à se trouver en a_1 et les ondes successives, après des intervalles de temps égaux, se transportant de $a_1b'_1$ en $b_2b'_2, b_3b'_3, b_4b'_4$, etc. on voit sans peine qu'il y aura beaucoup moins d'inégalité entre les arcs successifs a_1b_2, b_2b_3, b_3b_4 etc., et cette inégalité diminuerait encore si B se rapprochait de a_1. Or, l'expérience nous apprend qu'à partir de l'épicentre, et au moins pendant quelque temps, la vitesse de propagation des tremblements de terre ne diminue qu'avec lenteur. Il est donc permis d'en conclure que le foyer réel B

(1) Pfaff, *Allgemeine Geologie als exacte Wissenschaft*, 1873, p. 225.

Digitized by Google

est toujours assez voisin de la surface et la comparaison des arcs successifs a_1b_2, b_2b_3, etc., peut mener, si les mesures sont exactes, à la détermination de la profondeur a_1B.

En appliquant cette méthode à l'étude du tremblement de terre survenu en 1872 dans l'Allemagne centrale, M. de Seebach a trouvé pour le foyer réel une profondeur de 18 kilomètres. D'après M. von Lasaulx, c'est à une distance encore moindre de la surface qu'aurait dû se trouver le foyer du tremblement de terre ressenti à Herzogenrath le 22 octobre 1873.

Méthode fondée sur l'observation des crevasses. — Ces chiffres, relativement minimes, ont été confirmés par les calculs de M. R. Mallet, dont le point de départ est l'étude de la *direction des crevasses*, étude qui offre l'avantage de pouvoir être faite longtemps après la production du phénomène. Soit BC (fig. 108) une portion de l'écorce du globe, que, pour plus de simplicité, nous supposerons dépourvue de courbure sensible. Un ébranlement parti du centre A déterminera des secousses dont les directions successives Aa,Ab,Ac, feront avec la surface de la portion BC des angles de plus en plus aigus. Mais les secousses, se propageant à la manière des mouvements vibratoires, doivent déterminer, suivant leur direction, un va-et-vient des molécules, parfois assez fort pour triompher de leur cohésion. Il se produit donc, dans beaucoup de cas, des crevasses telles que dc,fg,hk, dont chacune est perpendiculaire à la direction de secousses qui l'a fait naître. Si donc à diverses distances d'un épicentre constaté, on mesure la direction des crevasses et leur inclinaison sur l'horizon, on en pourra conclure la position du foyer A.

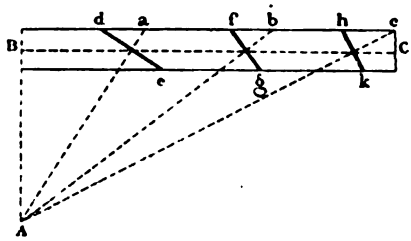

Fig. 108. — Détermination du foyer de l'ébranlement par la direction des crevasses.

Résultats obtenus. Leur incertitude. — Appliquée par M. Mallet au grand tremblement de terre qui visita la Calabre en 1857, cette méthode a fourni un chiffre moyen de 11 kilomètres. Sans doute les nombreuses observations utilisées n'avaient pas toutes donné des résultats identiques; mais les chiffres obtenus avaient varié depuis un maximum de 15 kilomètres jusqu'à un minimum de 5 kil., 5.

La plus grande profondeur que le calcul ait encore indiquée pour un centre d'ébranlement est celle de 48 kilomètres, conclue par M. Oldham (1) de l'étude du tremblement de terre de Cachar en 1869.

Remarquons toutefois que ces nombres doivent être acceptés avec la plus grande réserve ; car les calculs à l'aide desquels on les établit supposent une simplicité de conditions qui n'est jamais réalisée. D'une part, on admet que le centre d'impulsion est unique, et, d'autre part, on raisonne comme si, à partir de

(1) R. Mallet, in *Geolog. Magazine*, 1877, p. 179.

Digitized by Google

l'origine, la vitesse de transmission était la même suivant toutes les directions, ce qui ne peut pas être, cette vitesse dépendant, à un très haut degré, de la nature et de la structure des massifs de roches traversés.

C'est ainsi qu'en étudiant les circonstances des tremblements de terre survenus à Herzogenrath en 1873 et 1877, M. Hoefer (1) s'est assuré que les *homoséistes* étaient des courbes très sinueuses, attestant que le foyer de l'ébranlement était loin d'être unique. Le siège des secousses paraissait être établi sur un système de trois fentes, dont la position et les directions probables coïncidaient d'une façon remarquable avec des failles de la surface, reconnues d'après les exploitations houillères ou soupçonnées par suite d'observations géologiques. Aussi M. Hoefer pense-t-il que les chiffres donnés par M. von Lasaulx, pour le tremblement de 1873, doivent être considérablement modifiés.

Le même auteur a constaté que le tremblement de terre qui, en 1848, se fit sentir en Carinthie et jusqu'à Venise, avait manifesté surtout son influence le long de deux grandes lignes de failles, celle du Tagliamento et celle du Gailthal (2).

Interprétation des faits observés. — Quoi qu'il en soit, ce qu'il semble légitime de retenir des résultats de ces spéculations, c'est que la profondeur à laquelle l'*effet dynamique* d'un tremblement de terre commence à se manifester est toujours peu considérable, de telle sorte que le foyer des ébranlements a son siège habituel dans les parties superficielles et incontestablement solides du globe.

Peut-être n'en doit on pas conclure d'une manière absolue qu'il n'y a aucune liaison de cause à effet entre le phénomène séismique et la nappe fluide qui alimente les éruptions volcaniques. En effet, les tremblements du sol qui accompagnent ces éruptions ont incontestablement leur siège près de la surface, et pourtant ils sont bien dus aux efforts que les masses liquides et gazeuses font pour s'échapper par une cheminée qui débouche à l'air libre. Or sans qu'il y ait d'évents volcaniques dans une région, il peut y avoir, dans la profondeur, des crevasses intérieures par où des laves et des vapeurs arrivent assez près de la surface sans pouvoir encore la percer.

Toutefois, cette réserve faite, il importe de ne pas méconnaître la grandeur qu'affecte habituellement le phénomène séismique et qui contraste avec le caractère essentiellement local des paroxysmes volcaniques. Loin d'être en rapport avec l'intensité des éruptions, les grands tremblements de terre paraissent, au contraire, s'éloigner de préférence des districts pourvus de volcans actifs ou, quand ils passent dans le voisinage, ils semblent plutôt amener une diminution dans l'activité éruptive. Ainsi on rapporte que le tremblement de Lisbonne, en 1755, a coïncidé avec un ralentissement marqué des éruptions au Vésuve ; celui de la Calabre, en 1783, aurait momentanément calmé le Stromboli ; enfin,

(1) *Neues Jahrbuch*, 1880, I, p. 184. — *Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt.*
(2) Hoefer, *Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt*, 1880, p. 193.

Digitized by Google

d'après Humboldt, la catastrophe qui a sévi d'une façon si terrible à Riobamba aurait réduit au silence le volcan de Pasto en Colombie, dont les paroxysmes, avant cette époque, se succédaient sans interruption.

D'après cela, il convient de distinguer, dans l'étude des tremblements de terre, ceux qu'on peut appeler *volcaniques*, dont la cause réside dans l'effort que font, pour s'échapper, les laves et les gaz d'un foyer en éruption. La cause de ces tremblements n'est pas douteuse et *leur effet ne se fait jamais sentir à de grandes distances.*

Mais, cette catégorie mise à part, il reste la majorité des tremblements de terre et, en particulier, tous ceux qui ont affecté une grande intensité et se sont étendus sur de vastes territoires. Ceux-là relèvent d'une cause beaucoup plus générale et qui nous sera révélée par l'étude de la répartition du phénomène dans l'espace,

Répartition géographique des tremblements de terre. — Pour mettre en évidence les lois de cette répartition, M. Robert Mallet (1) a construit une carte du globe, sur laquelle les régions visitées par les tremblements de terre sont indiquées par une teinte dont l'intensité est en rapport, pour chacune d'elles, avec le nombre et la violence des mouvements séismiques observés.

Au premier abord, il semble qu'il y ait un rapport étroit entre la répartition des régions séismiques et celle des volcans actifs. Mais bientôt on s'aperçoit que la première est plus générale, ainsi que cela résulte des lois suivantes, posées par M. Mallet comme le résumé de toutes les circonstances que sa carte met en lumière :

1° Le type normal de la distribution des tremblements de terre dans l'espace est exprimé par la concentration de l'action séismique sur des bandes de terrain, dont l'amplitude transversale varie entre 5 et 15 degrés d'arc (soit à peu près de 500 à 1500 kilomètres.)

2° Ces bandes suivent le plus ordinairement les lignes de relief qui définissent et divisent les grands bassins entre lesquels se partage la surface terrestre.

3° Les lignes de relief en question étant généralement marquées par des chaînes de montagnes et jalonnées par des bouches volcaniques, c'est à ce titre qu'on peut dire que les bandes séismiques longent les chaînes de montagnes et les lignes de volcans.

4° Bien que l'influence séismique sensible soit ordinairement limitée à la largeur moyenne de la bande, certains ébranlements exceptionnels peuvent se propager beaucoup au delà.

5° La largeur d'une bande séismique dépend à la fois de l'énergie développée par l'ébranlement initial et des conditions, soit géologiques, soit topographiques, de chacun des points situés sur la bande.

6° Les surfaces sur lesquelles l'action séismique atteint son minimum et peut

(1) *Earthquake Catalogue of the British Association, 4th Report*, 1858.

Digitized by Google

même devenir nulle sont les parties centrales des grands bassins déprimés, ainsi que les grandes îles qui surgissent au milieu des mers peu profondes.

Liaison des tremblements de terre avec les phénomènes orogéniques. — La valeur de ces lois, uniquement déduites de l'observation, augmente encore si on les rapproche des conclusions auxquelles l'étude géométrique des régions d'ébranlement a récemment conduit les géologues qui s'en sont occupés (1). On a reconnu d'abord que les foyers d'impulsion, toujours situés, avons-nous dit, à une faible profondeur, se rencontrent constamment dans des régions où le sol est bouleversé et que leur situation coïncide avec celle des lignes de dislocation déjà connues. En outre, il a été prouvé que si, dans une région donnée, une série de tremblements de terre se succèdent, le foyer des secousses se déplace progressivement, *en avançant suivant la ligne de dislocation*. Tantôt cette ligne est une direction de plissement, concordante avec celle d'une chaîne de montagnes ; alors la bande séismique longe la chaîne parallèlement à laquelle le foyer se déplace. Tantôt c'est une ligne de rupture, traversant les chaînes de montagnes suivant des directions le long desquelles on peut constater que les couches ont été rompues et ont subi en même temps un déplacement horizontal. Dans ce cas, la bande séismique traverse la chaîne et les tremblements de terre, de longitudinaux qu'ils étaient dans le cas précédent, deviennent transversaux.

On remarque en outre que les tremblements de terre sont le plus fréquents dans les contrées du globe où les montagnes ont acquis le plus récemment leur dernier relief. Non seulement la chaîne des Andes et celle des Apennins, si souvent agitées par les mouvements séismiques, figurent parmi les plus modernes de tout le globe; mais à l'heure actuelle on observe encore des changements de niveau permanents, se produisant par saccades et capables d'atteindre une valeur très appréciable. En outre il arrive qu'à la suite de violents tremblements de terre on constate l'ouverture de fissures parallèles aux chaînes de montagnes; en Calabre, notamment à Polistena et à Catanzaro, on a vu se produire, entre les deux lèvres de ces crevasses, des déplacements verticaux ou horizontaux, qui les transformaient en failles.

Il semble donc bien difficile d'échapper à la conclusion admise par M. Heim et divers autres savants, notamment MM. Suess et J. D. Dana, que *les tremblements de terre constituent l'un des phénomènes de la formation des montagnes*. Sous l'action des pressions latérales dont nous avons vu que le relief du globe fournissait l'évidente démonstration, l'écorce solide est, surtout dans ses parties superficielles, soumise à des efforts de tension et de compression qui ne peuvent manquer de provoquer, de temps à autre, des ruptures d'équilibre ; de là des plissements, parfois des cassures avec déplacement et glissement des parois, qui déterminent dans le sol un ébranlement capable de se propager à une distance plus ou moins grande.

On comprend très bien de cette façon pourquoi les foyers séismiques sont

(1) Heim, *loc. cit.*

Digitized by Google

aussi rapprochés de la surface et l'on se rend compte non moins aisément de ce fait, que l'intensité du phénomène est à son maximum au voisinage des lignes de relief de récente formation. Mais les anciennes chaînes n'en doivent pas être exemptes et les bandes séismiques qui les accompagnent prouvent que l'action orogénique n'y a pas dit son dernier mot. Ainsi M. Ordener, se fondant sur les tremblements de terre assez nombreux dont le Vogtland de l'Erzgebirge a été le théâtre dans ce siècle (et parmi lesquels celui de Plauen, survenu en 1875, a suivi, sur plus de deux mille kilomètres carrés, la direction de la chaîne) estime que le plissement de cette chaîne s'accentue encore de nos jours. Il en serait de même des Alpes, à en juger par les tremblements de terre de la Suisse.

M. Dana a d'ailleurs cherché à recueillir des preuves directes de l'existence d'un état de compression dans les roches du globe. C'est ainsi qu'il cite (1), d'après M. Niles, une carrière de gneiss, située près de Monson (Massachusetts), où l'on voit se produire des flexions, des fractures soudaines et des dilatations de la roche; il y a des quartiers qui se bombent au milieu pendant qu'on les détache; une masse de plus de 100 mètres de long sur $3^m,30$ de large et 1 mètre d'épaisseur, une fois détachée, s'était allongée de près de 4 centimètres et la tension ainsi manifestée atteignait son maximum transversalement à la direction des couches. Toutes les roches du globe seraient dans un état plus ou moins accentué de compression par suite des actions mécaniques qu'elles ont subies dans le cours des âges.

Différence entre les mouvements séismiques et les ébranlements par explosion. — En résumé, les tremblements de terre sont des *vibrations de l'écorce terrestre*, dont la cause paraît être la diminution progressive du volume de la terre sous l'influence de son refroidissement séculaire. Les lois de leur propagation sont celles des mouvements vibratoires et les différences qu'on y constate, suivant les cas, ont leur principe dans la nature et la structure particulière du milieu rocheux variable à travers lequel les ondes d'ébranlement doivent se transmettre. Aussi ne doit-on pas s'étonner que la vitesse de propagation de ces ondes ne soit pas celle qui convient à un ébranlement produit par explosion.

M. R. Mallet (2) ayant cherché à déterminer par l'expérience la vitesse avec laquelle se communique, dans les roches, l'ébranlement produit par l'explosion de la poudre, avait trouvé

dans le sable humide.....	250m	par seconde
dans le granite désagrégé..	397m	»
dans le granite solide.....	508m	»

Ces chiffres étaient exactement du même ordre que ceux qui expriment la vitesse de propagation des tremblements de terre.

Cependant M. Abbot (3) ayant repris ces expériences, soit avec la poudre, soit avec la dynamite, a constaté que les chiffres obtenus variaient sensiblement suivant le pouvoir grossissant de la lunette avec laquelle on constatait l'ébranlement.

(1) *Manual of Geology*, 2e édition, p. 745.
(2) *British Association*, 1852, p. 272.
(3) *American Journal of Science*, [3], XV, p. 178.

Digitized by Google

Ainsi un fort grossissement, qui seul permet de saisir la première agitation du mercure auquel le mouvement est transmis, donne des vitesses de 2540, 2570 et 2700 mètres, là où un grossissement moyen indiquait seulement 1370, 1700 et 1000 mètres. Les nombres de M. Abbot sont du reste très supérieurs à ceux de M. Mallet.

On voit donc que ces expériences, d'ailleurs fort délicates, n'autorisent nullement à assimiler la secousse initiale d'un tremblement de terre au choc produit par l'explosion d'un corps détonant.

M. Abbot a en outre constaté que, dans le cas d'une explosion, la vitesse de transmission augmente avec l'intensité du choc initial et diminue à mesure que l'onde progresse; que, d'ailleurs, les mouvements sont complexes et donnent lieu à plusieurs ondes courtes, d'abord croissantes, puis décroissantes, dont l'espacement varie avec la rapidité de la détonation.

Statistique des tremblements de terre. — Influence des phénomènes astronomiques. — La cause tout à fait générale que nous avons été conduits à assigner au phénomène séismique enlève beaucoup d'importance à la recherche des relations qui peuvent exister entre les tremblements de terre et l'état barométrique du globe. Depuis longtemps Humboldt avait remarqué que les secousses, si fréquentes dans les régions tropicales, n'affectent en rien la régularité bien connue des oscillations de la colonne mercurielle dans ces contrées. Quant au fait, constaté par les statistiques de M. Mallet, que les minima séismiques semblent coïncider avec les minima barométriques dans nos régions, il proviendrait simplement de ce que ces derniers minima se produisent en été, saison ordinairement moins riche en tremblements de terre que la saison d'hiver.

En ce qui concerne la liaison des tremblements de terre avec les phases de la lune, dont M. Alexis Perrey a si patiemment poursuivi la mise en évidence, il ne paraît pas qu'elle ressorte avec une suffisante netteté. Sur 5388 tremblements étudiés, d'après M. Perrey lui-même, on en compterait 2761, soit 51 0/0 aux syzygies et 2627 ou 49 0/0 aux quadratures. La différence est vraiment trop peu importante, surtout si l'on songe que, parmi les phénomènes qui figurent dans ce catalogue, il en est plus d'un, admis en raison de témoignages plus ou moins authentiques, qui peut ne pas appartenir à la grande catégorie des mouvements séismiques, telle que nous nous sommes attaché à la définir. C'est pourquoi, sans vouloir contester à priori que la masse interne puisse être agitée par des oscillations semblables à celles des marées et capables de réagir sur l'écorce, nous pensons que, dans l'état actuel des observations, on ne possède aucune preuve décisive en faveur de cette hypothèse. D'ailleurs, il est bon de se rappeler que, sur une masse aussi mobile que la nappe d'eau océanique, la marée ne produit, en pleine mer, qu'une dénivellation totale de 75 centimètres. Il paraîtra dès lors assez difficile d'admettre que des marées internes puissent presser assez fortement l'écorce solide pour y déterminer des frémissements semblables à ceux des tremblements de terre. Enfin, la très faible profondeur que les observations assignent aux centres d'ébranlement rend assez improbable une connexion entre ces phéno-

Digitized by Google

mènes et l'action d'une nappe liquide nécessairement située à une beaucoup plus grande distance de la surface.

Pourtant il convient de reconnaître que, d'après les statistiques de M. Julius Schmidt (1), les tremblements de terre survenus de 1776 à 1873 auraient été plus fréquents lors du périgée lunaire que lors de l'apogée. Le même auteur a trouvé qu'il se produisait un maximum au moment de la nouvelle lune, un autre deux jours après le premier quartier et un minimum le jour du dernier quartier. Enfin l'étude des tremblements de terre survenus en Orient de 1200 à 1873 l'a amené à cette conclusion que le phénomène avait été beaucoup plus fréquent lorsque la terre était le plus voisine du soleil.

Résultats statistiques divers. — M. R. Mallet (2) qui s'est occupé, avec un soin particulier, de la statistique des tremblements de terre, a constaté que l'intensité moyenne du phénomène ne paraissait pas avoir changé sensiblement depuis le seizième siècle, c'est-à-dire depuis l'époque où les documents relatifs aux mouvements séismiques commencent à acquérir une sérieuse valeur statistique.

Mais cette permanence de la valeur moyenne n'empêche pas qu'il y ait des périodes paroxysmales et, à en juger par ce qui s'est passé de 1500 à 1850, il paraîtrait en exister deux par siècle. La phase de plus grande activité se manifeste un peu avant le milieu du siècle (par exemple de 1840 à 1850) et est suivie par une période de minimum très accentué. L'explosion de l'énergie séismique est relativement brusque lors de chaque paroxysme, tandis que son déclin est plutôt graduel.

Les tremblements de terre paraissent aussi plus fréquents dans la saison froide que dans la saison chaude. Déjà, en réunissant les observations de von Hoff pour l'Europe septentrionale, de 1821 à 1830, celles de Merian pour les environs de Bâle, antérieurement à 1836 et celles de Volger pour la Suisse et les pays adjacents, on arrivait à cette conclusion que le groupe de l'hiver et de l'automne offrait, à lui seul, de 65 à 67 0/0 du total des tremblements de terre. M. Mallet, en dressant ce qu'il a appelé la courbe séismique solsticiale et équinoxiale, a reconnu que l'hiver était caractérisé par un maximum, que représente le chiffre de 318, tandis que la fin de septembre voit se produire un minimum de 249. Le chiffre de mars serait 310 et celui de juin 254.

Ce résultat, dont il serait assez difficile aujourd'hui d'indiquer la cause, était assez saillant pour mériter d'être noté. Introduisons seulement cette réserve, que la statistique sur laquelle il est fondé ne mérite qu'une confiance provisoire. On ne pourra tirer d'indications précises des catalogues des tremblements de terre que le jour où l'usage des séismomètres enregistreurs sera partout répandu et où l'on saura faire exactement le compte de ce qui doit être attribué aux écroulements locaux ainsi qu'au voisinage des éruptions volcaniques. Ainsi il est très possible qu'un certain nombre de ces mouvements du sol qui paraissent se mul-

(1) *Studien über Erdbeben*, Leipzig, 1879. — *Neues Jahrbuch*, 1880, II, p. 52.
(2) *Earthquake catalogue*, etc., 1858, p. 49.

Digitized by Google

tiplier avec la saison froide soient dus à des affaissements déterminés par l'action des eaux souterraines, dont la puissance atteint son maximum dans cette saison, à cause de l'abondance des pluies et des infiltrations.

Ce qui paraît certain, c'est que le nombre des tremblements de terre est beaucoup plus considérable qu'on ne serait tenté de le croire au premier abord. M. Fuchs (1) en a catalogué 1184 pour la seule période écoulée entre 1865 et 1873 et, durant cet intervalle, il a constaté que pas un seul jour ne s'était passé sans secousses. Aussi peut-on dire sans exagération, d'après lui, que la terre est dans un état perpétuel d'ébranlement sur un point ou sur un autre de sa surface.

CHAPITRE II

ONDULATIONS DE L'ÉCORCE TERRESTRE

§ 1

DÉPLACEMENT DES LIGNES DE RIVAGE. FAITS OBSERVÉS

Idée générale du phénomène. — Indépendamment des brusques changements de niveau qui se produisent à la suite de quelques-uns des paroxysmes volcaniques, l'écorce terrestre est sujette à des mouvements d'une intensité beaucoup moindre, mais qui, à la longue, finissent par modifier sensiblement les conditions réciproques de la terre ferme et de l'océan. La réalité de ces mouvements nous est attestée par le déplacement que les lignes des rivages maritimes subissent en de nombreux points du globe et par suite desquels d'anciennes plages se montrent aujourd'hui sensiblement au-dessus du niveau de la mer, tandis que des plaines autrefois émergées sont maintenant ensevelies sous les flots.

Ces déplacements des lignes de côtes s'effectuent avec une grande lenteur et si l'observation nous montre, en certains points, des traces incontestables d'anciens rivages à plus de cent mètres au-dessus du niveau actuel de la mer, il n'est pas douteux que leur émersion n'ait commencé longtemps avant l'occupation par l'homme des contrées correspondantes. Or nous ne devons nous occuper ici que des phénomènes qui se sont accomplis depuis l'ouverture de la période historique et dont la réalité peut être établie à l'aide de témoignages suffisamment authentiques. Nous allons donc passer en revue, en partant des régions arctiques, ceux des mouvements d'émersion ou de submersion qui ont pu être enregistrés avec quelque certitude.

(1) K. Fuchs, *op. cit.*, p. 125.

Digitized by Google

Contrées polaires. — C'est un fait constaté par les voyageurs que les terres voisines du pôle, telles que la Nouvelle-Zemble et le Spitzberg, ont aujourd'hui une étendue supérieure à celle que leur assignaient les anciens géographes. Des chaînes d'îles sont devenues des langues de terre ininterrompues et des détroits se sont, sur plus d'un point, transformés en isthmes.

Des preuves directes d'émersion viennent d'ailleurs confirmer le témoignage des hommes. Ainsi l'on observe, entre les rivages des îles du Spitzberg et les collines de l'intérieur, d'anciennes plages doucement inclinées, quelquefois larges de 4 kilomètres et laissant voir, à des altitudes qui atteignent une cinquantaine de mètres, des accumulations d'ossements de cétacés avec des coquilles actuelles.

Il existe de nombreuses preuves du soulèvement graduel des côtes sibériennes, dont les *toundras* renferment, incorporées à la vase qui en occupe le fond, beaucoup de coquilles arctiques. En même temps on observe, bien avant dans l'intérieur des terres, des traînées de bois de dérive (*bois de Noé* des habitants), autrefois charriés par les fleuves et rejetés sur la côte par les vagues marines. L'île de Diomida, reconnue en 1760, était, cent ans plus tard, rattachée au continent.

Scandinavie. — L'émersion pogressive du nord de la péninsule scandinave est connue depuis fort longtemps; seulement elle a été tout d'abord attribuée à une dépression graduelle du niveau de la mer. Telle était, en 1730, l'opinion de Celsius, lorsqu'il émettait l'idée que la Baltique s'abaissait d'environ $1^m,11$ par siècle. En 1743, à l'aide du repère qu'il avait placé, de concert avec Linné, au rocher de l'île Loeffgrund, il s'assurait que la différence de niveau avait réellement atteint $0^m,18$ pour les 13 années écoulées depuis 1730, soit $1^m,385$ pour cent ans. Il est vrai que, de 1730 à 1849, l'émersion verticale n'a été que de $0^m,915$, soit $0^m,77$ par siècle, ce qui prouve tout au moins que le mouvement ne s'accomplit pas avec une vitesse uniforme.

Depuis l'époque de Celsius, on a cru reconnaître que les changements observés devaient être imputés à une sorte de mouvement de bascule, par suite duquel le fond du golfe de Bothnie s'élèverait d'environ $1^m,60$ par siècle, tandis que la pointe terminale de la Scanie s'enfoncerait graduellement sous les eaux. Plusieurs des rues des villes de Trelleborg, Ystad, Malmoe, ont déjà disparu; depuis les observations de Linné, Malmoe s'est abaissé de $1^m,50$ et la côte voisine a perdu, en moyenne, une zone de 30 mètres de large. A Trelleborg, M. Nilsson s'est assuré qu'en 1836 une grosse pierre était à 120 mètres plus loin de la mer que quand Linné l'avait observée, 87 ans auparavant. Sur la côte, entre Ystad et Falsterboe, la mer recouvre aujourd'hui des couches de tourbe épaisses de $1^m,20$ à 2^m et dont la masse, formée de plantes terrestres, contient des coquilles d'eau douce et des pointes de lance en silex. L'axe du mouvement de bascule passerait un peu au sud de l'archipel d'Aland, aux environs de Kalmar.

Le mouvement est moins accentué sur la côte occidentale, où d'ailleurs il n'a

Digitized by Google

pas été l'objet de mesures aussi précises. On sait seulement, suivant Forchhammer, que la pointe terminale du Jutland paraît s'exhausser de 0m,30 par siècle et que, au nord de Christiania, près de Trondhjem, la ligne de rivage s'est abaissée, depuis mille ans, d'un peu moins de 6 mètres. Plus loin, des amas en place de coquilles modernes se montrent à 150 et même à 200 mètres d'altitude et, dans le voisinage des cimes, on voit dépérir les forêts de pins que l'émersion du sol, plus rapide à mesure qu'on remonte vers le nord, rapproche peu à peu de la région des neiges persistantes.

Divers indices portent à croire qu'un bras de mer réunissait autrefois la Baltique à la mer du Nord en passant par la dépression qui contient aujourd'hui les lacs Mälar, Hjelmar et Wenern ; car des amas d'huîtres se rencontrent en plusieurs endroits des collines qui dominent ces lacs, ainsi que dans les *Kjækkenmöddings* ou *débris de cuisine* des anciens Danois. Or la Baltique, dans ses conditions actuelles de salure, ne peut plus nourrir d'huîtres. D'ailleurs, lors de la construction du canal de Trolhatta, on a trouvé, à 12 mètres au-dessus du Cattégat, des débris marins. M. de Baer estime que la fermeture de ce détroit remonte à environ 5000 ans.

Si le Danemark émerge dans sa partie septentrionale, au point que plusieurs débris de cuisine sont aujourd'hui à 10 kilomètres de la mer sur le rivage de laquelle ils avaient été formés, il y a du moins, dans la partie centrale et méridionale de la région, des traces d'immersion, ce qui concorderait avec les faits observés en Scanie (1).

Bravais (2) avait reconnu dans l'Altenfjord deux terrasses marines superposées, s'étendant depuis le fond du fjord jusqu'à Hammerfest, sur 30 à 35 kilomètres de longueur. Or la différence d'altitude de ces deux terrasses, qui est de 39m,70 au fond du fjord, ne lui avait plus semblé que de 14m,50 à Hammerfest et ni l'une ni l'autre ne demeuraient horizontales. Le mouvement aurait donc été plus prononcé dans l'intérieur que sur le rivage et se serait fait sentir avec plus d'intensité la seconde fois que la première.

Mais les observations de Bravais semblent en désaccord avec celles de M. Mohn (3), pour qui, à Tromsœ comme à Bergen, les anciennes lignes de rivage se tiennent à une hauteur, tout à fait constante, de 10 à 12 mètres au-dessus du niveau de la mer. D'après M. Pettersen, depuis Varanger jusqu'à Bergen, les lignes se montrent remarquablement horizontales et tout indique un mouvement d'émersion lent et uniforme, dont l'amplitude serait seulement plus considérable dans le nord de la Scandinavie que dans le sud.

On voit donc que, si le fait de l'émersion des parties septentrionales de la péninsule scandinave demeure hors de toute contestation, il s'en faut de beaucoup qu'on soit aussi bien fixé sur la nature des changements de niveau qui s'accom-

(1) Valdemar Schmidt, *le Danemark en* 1867.
(2) *Voyages en Scandinavie*, t. I.
(3) Pettersen, in *Geological Magazine*, juillet 1879.

Digitized by Google

plissent dans la région méridionale. Aussi a-t-on senti la nécessité de soumettre cette question à une étude méthodique et, depuis 1852, des observations régulières ont été entreprises sur 13 points différents de la côte de Suède ainsi que sur les bords des grands lacs. Ce qui en ressort de plus net jusqu'ici, c'est que la valeur de la composante verticale du déplacement varie beaucoup avec les points observés. Ainsi se confirmerait l'assertion émise dès 1856 par Erdmann (1), que le mouvement des côtes suédoises a un caractère ondulatoire, au lieu de se réduire à un simple balancement autour d'un axe unique.

Écosse. Pays-Bas. — Les falaises de l'Écosse présentent à divers niveaux des lignes parallèles de plages marines avec coquilles actuelles; au-dessus des estuaires de la Forth, de la Clyde et de la Tay, on trouve, dans ces anciennes berges, des poteries romaines. Le port que les Romains avaient créé à Alaterva est aujourd'hui à une assez grande distance de la mer et l'émersion totale du sol n'y est pas inférieure à $7^m,50$. Ailleurs, il y a des preuves que l'émersion a atteint 8 mètres d'amplitude (2) et c'est justement à cette même hauteur au-dessus des hautes mers actuelles que s'arrête la muraille d'Antonin, qui servait autrefois de barrière contre les Pictes. L'exhaussement relatif aurait donc été de $0^m,005$ par an ; mais depuis 1810 sa valeur annuelle paraît s'être élevée à $0^m,014$.

Le sol de la Hollande est évidemment en voie de submersion et il est probable que, si les digues n'existaient pas, personne aujourd'hui n'aurait l'audace d'en entreprendre la construction.

A l'époque romaine, les Pays-Bas formaient de grands marécages, entrecoupés de forêts et que la mer visitait fréquemment. Mais le sol y était plus haut qu'aujourd'hui, comme le prouvent les fondations du temple de la déesse Néhalennia, en Zélande, lequel, bâti au troisième siècle dans l'île de Walcheren, fut exhumé en 1647 des grèves où il était enfoui, une tempête exceptionnelle l'ayant mis à découvert. De même le château de Catwyk qu'on a pris, sans raison paraît-il, pour l'*Arx britannica*, a son soubassement dans la mer, qui en détruit peu à peu les débris. L'évacuation des eaux des polders, qui se faisait autrefois à marée basse par les portes des digues, ne se fait plus qu'à l'aide de machines. Enfin le sol de la Hollande repose sur une tourbe qui certainement ne s'est pas déposée à son niveau actuel.

La submersion du littoral des Pays-Bas atteint son maximum à l'embouchure des grands fleuves tels que le Rhin, la Meuse, l'Escaut ; c'est au voisinage de l'Artois qu'elle est le moins prononcée. La zone qu'elle embrasse a 800 kilomètres de long et au moins 50 de large. Le mouvement n'est d'ailleurs pas uniforme et il y a des points où le niveau des plages paraît n'avoir pas subi de changements.

Flandre, Picardie, Calvados. — Le littoral de la Flandre française, aux environs d'Ardres et de Nortkerque, est formé par des alluvions marines qui,

(1) *Mém. de l'Acad. des sciences de Suède*, 1856.
(2) A. Geikie, *Edinburgh new philos. Journal*, new series, XIV.

Digitized by Google

d'après les observations recueillies par M. Debray (1), recouvrent une couche de tourbe contenant des poteries et des monnaies gallo-romaines. La dernière en date des médailles recueillies à la surface de cette tourbe est de Posthume, c'est-à-dire du milieu du troisième siècle ; c'est donc à cette époque qu'a dû se produire la submersion de la contrée. L'histoire proprement dite n'a pas conservé le souvenir de cette catastrophe; mais des recherches archéologiques ont établi que, précisément à l'époque de Posthume, le nord de la Flandre, jusqu'alors bien cultivé, avait dû être tout d'un coup privé de sa population.

Plus tard, la mer a abandonné le terrain qu'elle avait conquis ; ainsi le sol de la Flandre a vraisemblablement subi, depuis le début de l'ère chrétienne, plusieurs mouvements en sens contraires. Ce qui vient à l'appui de cette hypothèse, c'est qu'à Lille, sur les bords de la rivière, aujourd'hui dormante, de la Deule, on observe une couche de tourbe recouverte par une sorte de gravier contenant, avec des galets roulés de craie, des médailles gallo-romaines. Cela signifie que, postérieurement au troisième siècle, la contrée a dû être affectée par un exhaussement brusque qui a momentanément imprimé à la Deule un régime torrentiel. Sans doute c'est cet exhaussement qui a entraîné la retraite définitive de la mer. On sait d'ailleurs très bien que, du temps de César, la configuration du littoral de la Flandre et de l'Artois était très différente de ce qu'elle est aujourd'hui.

La mer remontait autrefois jusqu'à Abbeville; plus tard, les vaisseaux abordèrent à Grand-Port; de nos jours, ils ne dépassent pas Saint-Valery. Le *Marquenterre*, avec ses cordons littoraux en retraite les uns sur les autres, est un ancien estuaire comblé et M. de Mercey évalue à une vingtaine de mètres la composante verticale de l'émersion qui s'est produite depuis l'époque romaine.

Il est hors de doute que les rochers du Calvados ont autrefois fait partie de la terre ferme. On voit encore, au-dessous des falaises de Longues, deux roches, formant les îles dites *des Fillettes*, qui n'étaient que la continuation de ces falaises avant que la mer les en eût séparées. On a d'ailleurs découvert, sur les côtes du Calvados, des aqueducs qui conduisaient à des centres de population aujourd'hui submergés, les eaux venant de Port-en-Bessin et d'Arromanches.

Cotentin. — D'après les traditions et les histoires locales, recueillies par M. Quenault (2), il y avait au cinquième siècle, entre les îles Chausey et le mont Saint-Michel, une vaste forêt qui portait le nom de Scicy ou Scissy. A la même époque, Jersey n'aurait été séparé du territoire de Coutances que par un ruisseau.

Dès le sixième siècle, la forêt de Scissy n'avait plus qu'une demi-lieue de large du côté de la Normandie et autant du côté de la Bretagne. En 709, elle fut presque entièrement détruite avec la plupart des monastères qui s'y trouvaient; cependant, quelques-uns subsistaient encore en 817 autour de flaques d'eau ou *mares*. Mais, en 860, la mer inonda les marais du mont Saint-Michel et la cata-

(1) *Mémoires de la Soc. des sciences, de l Agriculture et des arts de Lille*, 1873.
(2) *Les Mouvements de la mer*, Coutances, 1869.

Digitized by Google

strophe se reproduisit, plus violente encore, en 1224; les vagues marines pénétrèrent jusqu'à sept lieues de profondeur, faisant disparaître, avec les campagnes environnantes, les deux voies romaines de Valognes à Rennes et de Rennes à Bayeux. Peu de temps auparavant, en 1203, le vaste marais qui séparait Jersey de la forêt de Scissy avait été également envahi par les eaux, et le point culminant de ce marais, dit *les Écrehous*, s'étant trouvé isolé, fut doté d'un monastère et d'une église, « attendu, dit la charte de fondation, que les habitants ne peuvent plus venir entendre la messe à Portbail en Cotentin. » Il ne reste plus aujourd'hui de cette île qu'un amas de rochers, laissant voir à mer basse les ruines de la vieille chapelle.

M. Quenault a publié, d'après M. Deschamps-Vadeville, une carte copiée, paraît-il, sur un manuscrit de 1406, reproduisant lui-même une carte plus ancienne. Ce document attribue aux îles Chausey une étendue de 2 myriamètres. A la place des rochers des Minquiers s'étendait une île de 23 kilomètres sur 8, dont la forme correspondait exactement à celle du plateau actuellement submergé dans ces parages. L'île d'Aurigny faisait alors partie du Cotentin, ainsi qu'une bande de 10 kilomètres entre Aurigny et Jersey. L'isthme reliant Jersey au continent aurait eu alors plus de 20 kilomètres.

Le mémoire de M. Deschamps-Vadeville, publié en 1726, mentionne comme particulièrement désastreuses les grandes marées de 541, 603, 709, 817, 860, 1131, 1224, 1244, 1340 et 1360. C'est cette dernière qui détruisit les villages de La Paluelle et de Bourgneuf. Il est donc à présumer que le territoire de la baie du mont Saint-Michel, autrefois protégé par un cordon littoral, à l'abri duquel la lagune était devenue habitable, a été peu à peu envahi, l'affaissement du cordon laissant de plus en plus de prise à l'attaque des grandes marées.

En 1735, pendant l'ouragan du 7 janvier, l'agitation de la mer fut si grande dans la baie du mont Saint-Michel, qu'elle fit sortir des grèves une quantité prodigieuse de billes de bois de l'ancienne forêt. On distingua en même temps les vestiges de la paroisse de Bourgneuf et jusqu'aux ornières des chemins.

Bretagne. — Le phénomène des vallées sous-marines, que nous avons signalé comme caractéristique des régions affaissées (1), se présente, d'après Jean Reynaud (2), au débouché de la rivière de Pontrieux. Cette rivière prolonge son lit jusqu'à 10 kilomètres en mer par un estuaire immergé qui, sur 30 ou 40 mètres de profondeur, entame le fond plat de la Manche. Ce lit sous-marin est bordé par deux plateaux, dont l'un forme l'île de Bréhat, caractérisée par une formation d'eau douce, épaisse de 10 à 12 mètres et contenant, avec des ossements des mammifères actuels, des fragments de poteries.

En 1811, on découvrit sous le sable de la plage de Morlaix, à la suite d'une violente tempête, des troncs d'arbres entrelacés, reposant sur une ancienne

(1) Voy. *ante*, p. 220.
(2) *Comptes rendus*, XXVI, p. 218.

Digitized by Google

prairie, avec feuilles, insectes et coquilles. M. de Fourcy mentionne des forêts semblables sur les grèves au nord de Lesneven.

L'anse Sainte-Anne, à l'entrée du goulet de Brest, après la pointe de Portzic, laisse apercevoir, au pied des rochers, de nombreux troncs de chênes, de bouleaux, d'ifs, reposant sur $0^m,20$ d'une terre noire qui recouvre une argile grise. On y trouve des noisettes et quelques débris d'insectes (1).

Les signes de submersion sont manifestes dans le sud du département du Finistère. La baie de la Forest renferme de nombreux troncs de bois engloutis. Les îles des Glénans ont de nos jours une étendue sensiblement moindre que celle qui leur est attribuée sur les anciennes cartes et, au dire des pêcheurs, l'*Haliotis*, qui se tient fort au-dessous des basses eaux, arrive plus près qu'autrefois du phare de l'île de Penfret (2).

La baie de Douarnenez, où la profondeur de l'eau est aujourd'hui de 14 ou 15 mètres à marée haute, masque l'emplacement d'une ancienne cité florissante, la ville d'Ys, qui était, du quatrième au cinquième siècle, la capitale du roi Gradlon. Non loin de la pointe de Plogoff, lorsque le vent pousse au large, on distingue encore à basse mer, sous 5 ou 6 mètres d'eau, des pierres druidiques et des ruines diverses. Au seizième siècle, le chanoine Moreau a pu suivre sur cet emplacement les lignes d'une vaste enceinte en maçonnerie et extraire quelques urnes funéraires. Il affirme en outre avoir reconnu deux voies pavées, dont l'une se dirigeait vers Quimper et l'autre vers Carhaix. Du reste, plusieurs anciennes routes encore faciles à reconnaître aboutissent de l'intérieur, sans motif apparent, à divers points de la baie et, si l'on prolonge leurs traces, on reconnaît qu'elles viennent converger en un même point situé sous les eaux, à plusieurs kilomètres de la côte.

D'après les anciennes chroniques bretonnes, la ville d'Ys, constamment menacée par les eaux et défendue à l'aide de digues, aurait été détruite par la mer au cinquième siècle.

Poitou, Aunis, Gironde. — Les côtes du Poitou, de l'Aunis et de la Saintonge paraissent n'avoir cessé de s'élever depuis l'époque historique (3). Guérande, Le Croisic, Bourgneuf, les Sables-d'Olonne, offrent sur leurs plages des traces incontestables de soulèvement récent. L'ancien golfe du Poitou, dont l'entrée, il y a 2000 ans, n'avait pas moins de 30 à 40 kilomètres de largeur, ne forme plus aujourd'hui que la modeste baie connue sous le nom d'anse d'Aiguillon. La Rochelle, qui doit son nom à la position qu'elle occupait jadis sur un rocher isolé au milieu des flots, ne communique plus avec la mer que par un chenal étroit, souvent obstrué par les vases. Brouage, autrefois port de commerce important, n'est plus qu'une ruine éloignée de la mer.

La péninsule d'Arvert, entre la Seudre et la Gironde, a cessé depuis le moyen

(1) Delavaud, in Quenault, *op. cit.*, p. 17.
(2) Lebour, in *Geol. Magazine*, 1871, p. 302.
(3) E. Reclus, *les Continents*, p. 771.

Digitized by Google

âge d'être un archipel et le sol de Rochefort s'est exhaussé de 1 mètre depuis le temps de Louis XIV.

En 1818, la pointe de Grave s'avançait dans le golfe de Gascogne à 720 mètres au N. O. de sa position actuelle. De 1818 à 1830, son recul moyen fut de 15 mètres par an, pour s'élever à 30 mètres dans la période comprise entre 1830 et 1842, enfin à 48 mètres de 1842 à 1846. Une carte de 1630 indique, entre la tour de Cordouan et la côte du Médoc, une distance de 5400 mètres; on en compte aujourd'hui environ 7000. La plage de Soulac est constamment rongée par les vagues, qui ont mis à découvert, au niveau de la basse marée, des bancs d'*alios*, dont la formation n'a pu avoir lieu qu'à une certaine hauteur au-dessus de la mer.

Régions méditerranéennes. — M. de Tchihatcheff estime que, depuis les temps historiques, les rivages de l'Anatolie ont gagné sur la mer une superficie de 480 kilomètres carrés.

Tous les auteurs anciens donnent à l'antique océan d'Hyrcanie une étendue beaucoup plus considérable que celle de la Caspienne actuelle et la plupart d'entre eux considéraient cette mer comme le prolongement de l'océan Glacial.

Le littoral de la Syrie et de la Palestine offre une sorte d'indécision dans les mouvements du sol. Tandis que les plages du golfe d'Iskanderoum gagnent incessamment en largeur, on montre à Beyrouth une tour qui s'enfonce de plus en plus : au sud, l'ancienne île de Tyr est rattachée au continent. Enfin Kaisarieh et d'autres villes de la Palestine sont comprises dans une aire d'affaissement. Il en est de même du delta du Nil et des environs d'Alexandrie, ainsi que de la partie de l'île de Crète la plus voisine de l'Égypte. L'aire de dépression s'étend jusqu'au fond de l'Adriatique, où les environs de Venise, aussi bien que ceux de Trieste et de Zara, laissent apercevoir au-dessous du niveau de la mer des travaux exécutés de main d'homme, tels que pavés, mosaïques et sarcophages.

Amérique du Sud. — Les côtes du Chili laissent voir, en beaucoup d'endroits, une succession de terrasses marines parsemées de coquilles de l'époque actuelle et s'élevant jusqu'à 106 mètres à Chiloe, jusqu'à plus de 300 mètres à Valparaiso. Les terrasses qui dominent d'anciennes baies ou des embouchures de vallées ne paraissent pas exactement horizontales ; leur altitude est d'autant plus forte qu'on l'observe plus loin des côtes actuelles. Le soulèvement serait donc plus marqué sous les Andes Chiliennes que sous le littoral voisin. On a calculé que de 1817 à 1834, le sol de Valparaiso s'était élevé de $3^m,20$, soit environ $0^m,19$ par an (1). Mais de 1614 à 1817, l'élévation totale de la plage n'avait pas dépassé $1^m,80$, en sorte que le mouvement est certainement irrégulier.

On remarque de plus que le phénomène des terrasses ne commence à se manifester, dans l'Amérique du Sud, qu'au delà du 25e degré de latitude méridionale et qu'il est de plus en plus prononcé à mesure qu'on s'éloigne du tropique.

Bassin du Pacifique. — D'après M. de Richthofen, le nord de la Chine est

(1) Darwin, in Reclus, *les Continents*, p. 787.

Digitized by Google

en voie d'émersion, tandis que le sud est affecté de submersion. Il y aurait un axe neutre à la hauteur des îles Tschusan. De même, M. Brough a constaté la submersion des côtes de l'Australie du nord et l'émersion des rivages méridionaux du même continent, avec une ligne neutre par 30° de latitude (1). Enfin les terrasses marines émergées sont, paraît-il, bien caractérisées dans la Nouvelle-Zélande.

Le Pacifique offre un remarquable exemple de submersion, dont nous avons fait connaître les circonstances en traitant des récifs coralliens (2). Nous rappellerons que, dans l'ensemble, il paraît y avoir mouvement de bascule, avec immersion au nord et relèvement au sud, dont l'axe ou ligne neutre court des îles Pitcairn aux îles Pelew, sur près de 10,000 kilomètres de longueur. Mais la zone affaissée, dont la largeur est de plus de 3,000 kilomètres, ne s'enfonce pas d'une manière uniforme et certaines parties sont moins affectées que les autres par ce mouvement, qui d'ailleurs paraît avoir atteint sa plus grande intensité à une époque antérieure à la nôtre.

§ 2

INTERPRÉTATION DES FAITS OBSERVÉS

Nécessité d'écarter certains phénomènes locaux. — Pour interpréter comme il convient les indications fournies par le déplacement des lignes de rivage, il importe tout d'abord d'écarter certains accidents purement locaux, à l'explication desquels l'intervention d'une cause générale n'est aucunement nécessaire. C'est ainsi qu'au voisinage de l'embouchure des grands fleuves, là où le sol peut être considéré comme le résultat du comblement d'un estuaire, il est permis d'invoquer le tassement progressif des sédiments pour expliquer des phénomènes de submersion. De même, il ne suffit pas qu'un dépôt de gravier et de coquilles s'observe, en quelques points, à plusieurs mètres au-dessus du niveau actuel de la mer, pour qu'on soit pleinement autorisé à admettre qu'on a sous les yeux un ancien rivage. Certaines tempêtes exceptionnelles parviennent quelquefois à jeter des sables et des coquilles à des hauteurs qui dépassent notablement celles des plus hautes marées. De plus il ne faut pas oublier que l'amplitude même des marées dépend, à un très haut degré, de la configuration des côtes. Tandis qu'en pleine mer elle se réduit à quelques décimètres, on la voit atteindre 13 ou 14 mètres dans certaines échancrures en forme de cul-de-sac. Supposons, par exemple, qu'au lieu d'être séparées par un détroit, l'Angleterre et la France soient réunies par une langue de terre. Le même phénomène qui produit l'exagération de la marée à Saint-Malo se fera sentir sur le côté occidental de l'isthme et la haute mer s'y élèvera certainement beaucoup plus haut

(1) Suess, *Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt*, 1880, p. 171.
(2) Voy. *ante*, p. 360.

Digitized by Google

qu'elle ne fait aujourd'hui sur les plages voisines. Il suffit qu'un tel isthme ait existé autrefois pour que d'anciens dépôts littoraux puissent être observés maintenant au-dessus de la ligne des plus hautes mers, sans qu'on ait le droit de conclure à une émersion de la côte.

Ce n'est donc pas assez de cataloguer avec soin tous les cas d'émersions ou de submersions *apparentes*, il faut encore, autant que cela est possible, mettre à part ceux dont les circonstances locales peuvent rendre un compte suffisant.

Définition exacte des déplacements constatés. — Cela posé, il est facile de voir que la plupart, sinon la totalité, des déplacements relatifs signalés dans le paragraphe précédent appartiennent à une tout autre catégorie de phénomènes et offrent une généralité qui oblige à les faire dépendre d'une cause profonde et universelle. Cette cause, plusieurs savants ont cru la trouver dans des déplacements d'ensemble de la masse océanique. Mais cette manière de voir ne concorde pas avec les faits observés. En effet, si l'écorce terrestre était immobile, il faudrait, pour que la mer cessât d'affleurer au même niveau, qu'il se produisît une augmentation ou une diminution dans la grande masse liquide de l'Océan. Mais alors, en vertu des lois de l'hydrostatique, la surface s'élèverait ou s'abaisserait partout en même temps. Or le seul fait que, dans une région donnée, certaines côtes sont envahies par l'Océan, tandis que d'autres voient le rivage s'éloigner de plus en plus, indique avec certitude qu'il ne s'agit pas là de mouvements de la mer et que cette dernière se borne à fournir la *surface de repère* à l'aide de laquelle l'intensité et le sens des mouvements de l'écorce peuvent être déterminés.

Il importe donc peu que la masse océanique soit, en elle-même, invariable ou non et nous n'avons pas à rechercher si, comme l'admettent quelques auteurs, cette masse diminue constamment par suite des infiltrations qu'elle envoie dans l'écorce solide. Si cela était, le résultat de cette diminution serait d'abaisser partout, d'une même quantité, le niveau de la surface de repère en exagérant la valeur des émersions. Mais il n'en resterait pas moins la discordance signalée entre les parties en voie de submersion et celles que la mer abandonne, discordance qui ne peut trouver d'explication que dans la mobilité du support dont l'Océan se borne à occuper passivement les dépressions.

Cela étant, on a coutume de donner à ces mouvements le nom d'*oscillations* et de dire qu'une côte qui émerge *se soulève*, tandis qu'une côte envahie *s'affaisse*. Relativement au niveau de l'Océan, ces expressions sont justifiées; mais, en toute rigueur, il est permis de leur adresser un reproche, celui de laisser croire que les mots de soulèvement et d'affaissement ont un sens absolu et signifient que les points correspondants se sont éloignés ou rapprochés du centre du globe. En outre ces expressions ont l'inconvénient de ne s'appliquer qu'à des mouvements exécutés de bas en haut ou de haut en bas, alors que les déplacements constatés à l'aide de la surface marine de repère n'expriment en réalité que la *composante verticale* d'un mouvement qui peut être très complexe.

Digitized by Google

Pour ces motifs, nous admettrons la manière de voir récemment exposée par M. Suess (1), pour qui il n'y a ni soulèvements ni affaissements, mais bien des *déplacements des lignes de rivage*, que l'auteur appelle *positifs* quand la mer envahit la terre ferme (c'est-à-dire quand cette dernière semble s'affaisser), et *négatifs* dans le cas contraire. Et comme les nombreuses alternatives qu'on observe entre les déplacements de ces deux catégories ne peuvent s'expliquer que par des plissements qui font naître dans l'écorce des parties saillantes et d'autres parties rentrantes, nous réunirons tout l'ensemble de ces mouvements dans une même formule en les appelant les *ondulations de la surface terrestre*.

Ces ondulations, partout où elles se produisent, entraînent, par leur composante horizontale, un déplacement, en longitude et en latitude, des points qu'elles affectent, tandis que, par leur composante verticale, elles modifient l'altitude de la terre ferme. L'un et l'autre de ces déplacements influent sur la situation des lignes de rivage, absolument comme un liquide contenu dans une enveloppe variable traduit, par le mouvement de sa surface libre, les modifications survenues dans la forme du récipient. Quant à savoir si, en un point donné, il y a eu réellement un changement d'altitude ou un déplacement horizontal, cela dépend d'observations extrêmement délicates en raison de la petitesse habituelle et de la lenteur de ces mouvements. Il peut d'ailleurs arriver que la ligne de la mer change de place sans qu'une modification quelconque se soit produite dans la situation absolue de la côte qui en subit l'effet. Il suffit pour cela qu'à une certaine distance la courbure de l'océan vienne à changer, le fond s'affaissant ou s'exhaussant de manière à entraîner un déplacement correspondant de la surface libre. On comprend donc que rien ne soit plus délicat que l'appréciation du caractère intrinsèque des déplacements observés. Aussi, jusqu'à nouvel ordre, convient-il de s'abstenir d'aller, dans le détail, beaucoup au delà de leur constatation. Pour nous, il nous suffit pour le moment de les avoir rattachés à un phénomène général, celui des ondulations de l'écorce du globe.

Caractère général des déplacements. Leur cause probable. — Voyons maintenant si, des observations recueillies, il ressort pour ces ondulations quelque formule d'un caractère général. Tout d'abord, le grand nombre des faits de ce genre que nous avons signalés nous semble justifier pleinement l'assertion émise par MM. Suess (2) et Toula (3), que les changements dans le niveau relatif de la terre et de la mer constituent un phénomène universel, s'étendant à toute la surface du globe.

Mais si les lignes de rivage se déplacent à peu près partout, ces déplacements, pour un point donné, peuvent s'effectuer tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre, quelquefois très lentement et d'autres fois par saccades. Ils ont donc un caractère *oscillatoire* assez marqué. Par suite, ce que l'on constate aujourd'hui en

(1) *Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt*, 1880, p. 171.
(2) *Loc. cit.*
(3) *Neues Jahrbuch*, 1881, I, p. 59.

Digitized by Google

chaque lieu, quand on compare la situation actuelle du rivage avec ses états antérieurs, c'est la *somme*, positive ou négative, d'une série de mouvements successifs qui peuvent n'avoir pas tous été concordants. Seules les observations de l'avenir, pourvu qu'elles soient conduites avec une suffisante précision, pourront mettre en évidence les divers mouvements élémentaires.

Or il paraît résulter de l'ensemble des faits observés jusqu'ici que la somme des déplacements est nettement *négative* dans les régions voisines du pôle et cela d'autant plus qu'on s'éloigne davantage des latitudes tempérées. Au contraire, dans les régions tropicales, la somme des déplacements est *positive*, c'est-à-dire que les apparences de submersion l'emportent sur celles d'émersion. La prédominance de ces dernières, dans les régions polaires, est attestée par le développement accentué qu'y prennent les anciennes terrasses littorales, si bien que la disposition en terrasses (*terrassirtes Land*) (1) a pu être donnée comme caractéristique des hautes latitudes dans l'un comme dans l'autre hémisphère.

On se fera une idée de cette disposition à l'aide de la figure 109, qui représente, d'après M. Kjerulf, l'aspect habituel des terrasses et des anciennes lignes de rivage en Norvège. Chacune des étapes de l'émersion peut se traduire non seulement par une ligne de côte, mais par la stagnation, au même niveau, des eaux douces des vallées, d'où résultent des terrasses d'alluvions, étagées à divers niveaux.

Maintenant, le fait que, même dans les pays où le sens général de la résul-

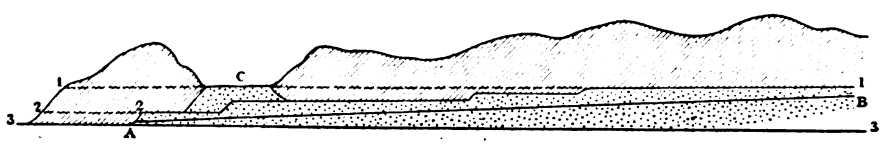

Fig. 109. — Disposition en terrasses des vallées littorales de la Norvège (d'après Kjerulf).

1 1, 2 2, anciennes lignes de rivage. — 3 3, niveau actuel de la mer. — AB, thalweg actuel. C, débouché d'une vallée latérale.

tante est parfaitement déterminé, les déplacements de signes contraires peuvent alterner ensemble, et cet autre fait que le signe d'un mouvement peut quelquefois changer avec le temps, interdisent d'attribuer ces déplacements à des impulsions verticales directes. Au contraire, ils s'expliquent sans difficulté si on les considère comme la traduction des mouvements généraux d'une écorce soumise à des efforts latéraux de compression, développés par la nécessité où elle se trouve de se plier aux changements de dimension du noyau interne. De cette manière, certaines parties se gonflent en refoulant l'Océan, tandis que d'autres semblent l'attirer dans des sillons qui vont se creusant de plus en plus.

En considérant que les grandes aires d'affaissement comme celles du Pacifique et de la mer de Chine sont limitées, parfois même complètement entourées, par

(1) Suess, *loc. cit.*

Digitized by Google

des chaînes volcaniques actives, M. R. Mallet (1) a émis l'opinion que l'amplitude des affaissements peut représenter le volume des matériaux rejetés par les volcans. Tel est bien à peu près, en effet, l'aspect sous lequel nous envisageons le phénomène, à cette différence près que, même sans qu'il y eût d'épanchements volcaniques, la contraction déterminée par le refroidissement devrait suffire pour amener des affaissements. L'important, à nos yeux, est de rattacher les grands mouvements de l'écorce du globe et les manifestations volcaniques au refroidissement progressif du noyau igné. Dans cette notion fondamentale sont contenues en germe toutes les réactions de la dynamique interne, que seule elle permet de grouper, dans un harmonieux ensemble, autour d'une même idée directrice.

(1) *British Association*, 4th *Report on Earthquakes*, p. 70.

Digitized by Google

Digitized by Google

DEUXIÈME PARTIE

GÉOLOGIE

PROPREMENT DITE

LIVRE PREMIER

NOTIONS FONDAMENTALES SUR LA COMPOSITION DE L'ÉCORCE TERRESTRE

Les matériaux constituants de l'écorce solide du globe sont des *roches*, dont chacune est formée par la juxtaposition d'un certain nombre d'éléments minéraux. Parmi ces roches, les unes sont le produit de la consolidation de la croûte primitive ou de l'épanchement, maintes fois répété, des matières fluides internes à travers les crevasses de l'écorce; les autres résultent des réactions exercées sur les matériaux de la première catégorie par les divers agents de la dynamique externe et ne sont, par conséquent, que des produits de remaniement. Aussi convient-il d'aborder l'étude de l'écorce terrestre par l'examen des roches directement émanées du réservoir intérieur et par celui des matériaux de la croûte de première consolidation qui, formée aux dépens de la masse primitive du globe et par la seule déperdition d'une partie de sa chaleur, appartient réellement au jeu de la dynamique interne. Non seulement cet ordre est conforme à la série chronologique des événements, mais il offre l'avantage de donner, dès le début, une vue beaucoup plus générale de la composition du globe terrestre. En effet, s'il peut y avoir des substances chimiques que leur nature empêche de prendre part à la constitution des formations d'origine externe, il n'en est aucune qu'on ne doive retrouver dans l'une des variétés de roches, issues de ce grand réservoir intérieur où étaient concentrées, au début, toute la masse et toute l'énergie de notre planète.

Digitized by Google

PREMIÈRE SECTION

ÉLÉMENTS DES FORMATIONS D'ORIGINE INTERNE

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS SUR LES FORMATIONS D'ORIGINE INTERNE

§ 1

MINÉRAUX CONSTITUANTS DES ROCHES

Distinction des diverses catégories de minéraux. — Le nombre des corps simples connus à la surface du globe ou dans ses profondeurs ne dépasse guère une soixantaine; encore en est-il plus de vingt qui ne figurent qu'à l'état de très rares exceptions. De ce qui reste, la moitié importe plus par son rôle chimique que par la proportion numérique pour laquelle elle entre dans la masse de l'écorce. Si de plus on met à part plusieurs métaux rares, dont les conditions de gisement sont toujours étroitement localisées, on arrive à cette conclusion qu'un très petit nombre d'éléments simples a suffi pour produire l'infinie variété des minéraux constituants des roches.

Pour donner de ces minéraux une classification d'ensemble qui soit appropriée à leur rôle géologique, il convient d'établir, parmi les matériaux d'origine interne, une double division : celle des *roches* proprement dites, c'est-à-dire des *massifs* susceptibles de demeurer homogènes sur une grande étendue et qui forment la partie principale et fondamentale de la croûte solide; et celle des *gîtes minéraux* qui, d'habitude, remplissent les fentes des roches ou forment dans leur sein des amas généralement très limités.

Cela posé, les roches, les gîtes minéraux dépourvus de minerais et les gangues pierreuses des gîtes métallifères sont constitués par un ensemble d'espèces minérales formant ce qu'on a justement appelé le grand groupe des *Pierres*, tandis que le remplissage métallique des gisements est formé par les *Minerais*. Ces minerais résultent d'ailleurs de l'association des *Métaux* avec certaines substances qui, pour cette cause, ont mérité le nom de *Minéralisateurs* et dont les principales sont le soufre, l'arsenic, l'antimoine et le tellure. Enfin, à la suite de cet ensemble et jouant un rôle tout à fait subordonné, au moins au début, apparaissent les *Combustibles*, c'est-à-dire la famille du carbone, sorte de trait d'union entre le monde minéral et le monde organique, participant généralement de ce-

Digitized by Google

lui-ci par son origine et de celui-là par la forme que ses représentants ont définitivement revêtue dans la croûte terrestre.

Minéraux du groupe des pierres. Conditions générales. — Les *Pierres* surtout doivent ici nous occuper. D'après ce qui vient d'être dit, nous y distinguerons deux catégories, suivant qu'elles entrent dans la constitution des roches ou qu'elles apparaissent principalement dans les gîtes minéraux.

La première condition à laquelle une roche solide doive satisfaire étant la *stabilité*, on peut prévoir *a priori* que les éléments *essentiels* des roches seront des minéraux à la fois *durs* et *réfractaires*. De plus, comme l'a fait remarquer M. J. Dana (1), il convient qu'ils soient saturés d'oxygène, de manière à avoir épuisé leurs affinités chimiques. Les corps qui satisfont à ces conditions étaient destinés par leur faible fusibilité à faire partie de la croûte de première consolidation; leur dureté et leur résistance aux agents de décomposition devaient d'ailleurs assurer la stabilité de l'édifice formé par leur groupement.

Or les propriétés qui viennent d'être indiquées sont précisément celles qui caractérisent la grande famille des *silicates*. Mais ces silicates eux-mêmes peuvent se répartir en deux groupes : les uns, riches en oxydes métalliques, prennent surtout part à la constitution des roches *lourdes* ou *basiques*; les autres se rencontrent plutôt dans les roches légères, dites également roches *acides* (2), parce qu'elles doivent leur plus grande légèreté spécifique à la prédominance de la *silice* ou *acide silicique*.

Minéraux essentiels des roches acides. Quartz, Feldspaths, Phyllites. — Examinons d'abord les matériaux des roches légères, c'est-à-dire de celles qui, les premières, ont dû flotter comme une sorte d'écume à la surface du bain en fusion. Ce qui domine parmi leurs éléments constituants, c'est la *silice* et l'*alumine*, c'est-à-dire deux substances éminemment dures, infusibles et rebelles à la décomposition : la silice, qui à l'état de pureté forme le cristal de roche ou *quartz hyalin* (3), inattaquable par les acides, à l'exception de l'acide fluorhydrique; l'alumine (4), plus dure encore, aussi difficile à fondre qu'à dissoudre, donnant, suivant sa couleur, deux pierres précieuses, le saphir et le rubis, en

(1) *Manual of Geology*, 1875, p. 48.

(2) Élie de Beaumont. *Note sur les émanations volcaniques et métallifères*, 1847, p. 5, — in *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, t. IV.

(3) Le *quartz* ou acide silicique cristallisé a pour formule SiO^2. Sa densité est 2,65, mais elle s'abaisse par la fusion sèche à 2,2. Les cristaux de quartz obéissent à la symétrie ternaire, avec prédominance du prisme hexagonal. Le quartz amorphe constitue le *silex*, et la *calcédoine* ou *agate* n'est autre chose qu'un mélange de quartz cristallisé et de quartz amorphe.

Depuis quelque temps on connaît, sous le nom de *Tridymite*, une nouvelle espèce de silice cristallisée, répondant toujours à la formule SiO^2, mais offrant la densité 2,2; cette espèce ne se rencontre que dans les roches volcaniques.

La combinaison de l'acide silicique avec l'eau donne naissance à un produit amorphe, de densité comprise entre 1,9 et 2,3 et qu'on appelle *Opale*. Le quartz dit *résinite*, le *cacholong*, la *geysérite* et le *tripoli* ne sont que des variétés communes d'opale.

(4) L'*alumine* a pour formule Al^2O^3. A l'état de *corindon* (rubis ou saphir), elle raye tous les autres corps, à l'exception du diamant, tandis que le quartz est rayé par l'émeraude, qui elle-même est inférieure en dureté au corindon. Sa densité est presque égale à 4. L'*émeri* est un mélange de corindon et de fer magnétique.

Digitized by Google

même temps que, par son association avec la silice et l'eau, elle donne *l'argile*, d'autant plus rebelle à l'action du feu qu'elle est plus pure.

Mais la réunion des qualités de la silice et de l'alumine ne suffisait pas pour donner naissance à des roches solides. Il fallait que quelque autre élément intervînt pour dissoudre, en quelque sorte, ce mélange et le mettre en état de cristalliser. Ce rôle a été rempli par les *oxydes*, c'est-à-dire par des corps formés de l'union de l'oxygène avec un métal. Ceux qui dominent dans les roches légères sont les oxydes des métaux légers, c'est-à-dire les *alcalis* (potasse, soude, lithine), les *terres alcalines* (chaux, baryte, strontiane, magnésie) et une certaine quantité de *fer* à divers degrés d'oxydation.

C'est par l'union intime de ces divers éléments que se sont formées les roches cristallines acides de la primitive écorce et des épanchements ultérieurs. Tandis que la silice en excès, sous l'influence de dissolvants actifs, parvenait à s'isoler en traînées de *Quartz* mille fois ramifiées, formant comme la trame et le squelette solide de l'assemblage, ce dernier recevait sa principale cohésion du *Feldspath* (1), sorte de verre alcalin où la silice et l'alumine ont acquis de leur association

(1) Le *Feldspath* résulte de la combinaison d'un certain nombre d'équivalents de silice SiO^2 avec un nombre déterminé d'équivalents d'oxydes métalliques répondant à la formule RO (où R désigne un radical métallique quelconque, ordinairement potassium, sodium et calcium) et d'autres répondant à la formule R^2O^3, (où R est surtout de l'aluminium).

Si *a* désigne la quantité d'oxygène contenue dans les oxydes RO, *b* celle contenue dans les oxydes R^2O^3, enfin *c* l'oxygène de la silice, le rapport $a : b : c$ est constant. Quant à la valeur de ce rapport, elle donne lieu à la constitution de deux familles : les *Feldspathides*, pour lesquels on a $a : b : c = 1 : 3 : m3$ et les *Amphigénides* ou *Leucitides*, pour lesquels $a : b : c = 1 : 3 : n4$.

A la première classe appartiennent l'*Orthose*, feldspath potassique, ayant une variété vitreuse appelée *Sanidine*, l'*Albite*, feldspath sodique et le *Microcline*, véritable orthose dépourvu de plan de symétrie; leur rapport est 1 : 3 : 12 et ce sont, par conséquent, les plus siliceux de toute la série, la quantité de silice pouvant s'y élever jusqu'à près de 69 °/₀. Ensuite viennent l'*Oligoclase*, sodico-calcique (1 : 3 : 9) et le *Labrador*, surtout calcifère (1 : 3 : 6).

A la seconde classe appartiennent la *Leucite* ou *Amphigène*, potassique et d'apparence cubique (1 : 3 : 8). La *Néphéline*, sodique et hexagonale; enfin l'*Anorthite*, calcaire et triclinique (1 : 3 : 4). Quant à l'*Andésine*, qui répond assez bien à la formule (1 : 3 : 8), elle pourrait n'être qu'un oligoclase altéré. On peut encore rattacher à cette grande famille les feldspaths *lithinifères* (*Triphane* et *Pétalite*), et d'autres avec chlore et acide sulfurique (*Sodalithe* et *Haüyne*, tous deux cubiques, *Noséane*, *Outremer*).

Mais les véritables *feldspaths*, dans l'acception usuelle du mot, sont l'orthose, qui cristallise dans le système binaire ou clinorhombique, le microcline, à peine différent, bien qu'en réalité triclinique, l'albite, l'oligoclase, le labrador et l'anorthite, tous les quatre du système triclinique et presque identiques quant à la valeur de l'angle du prisme fondamental, qui varie de 120°42′ à 121°37′. Les trois derniers ont en outre la propriété de se présenter le plus souvent, dans les roches, en cristaux complexes, formés par la juxtaposition de fines lamelles *hémitropes*, c'est-à-dire dont chacune a tourné de 180° relativement à celle qui lui est immédiatement contiguë et qui dessinent, sur certaines cassures, de nombreuses stries parallèles. Cette propriété qui se traduit, comme on le verra, sous le microscope polarisant, par des apparences très spéciales à l'oligoclase, au labrador et à l'anorthite, les a fait réunir en pétrographie sous le nom de *plagioclase* (ou feldspath du système oblique). L'orthose, sous sa forme ordinaire comme sous celle de sanidine, affecte le plus souvent une mâcle de deux cristaux, également par hémitropie; mais même quand les cristaux sont très allongés, cette juxtaposition de deux bandes, fort larges l'une et l'autre, n'a rien qui puisse prêter à confusion avec la multiplicité des lamelles des plagioclases. La composition normale de l'orthose comporte 65 °/₀ de silice, 17 °/₀ de potasse et 18 °/₀ d'alumine. L'oligoclase contient 62 °/₀ de silice, 14 °/₀ de soude et 6 °/₀ de potasse, avec 20 °/₀ d'alumine. Le Labrador ne renferme que 53 °/₀ de silice. Une de ses variétés, nommée *Saussurite*, n'en contient même que 49 °/₀.

Digitized by Google

avec la potasse et la soude le pouvoir de cristalliser largement. Enfin pour donner à ce système dur et compact l'élasticité dont il avait besoin, les *Phyllites* ont apparu, sous la forme de ces lamelles délicates, dans lesquelles la silice et l'alumine sont unies, quelquefois aux alcalis, plus souvent au fer et à la magnésie. Ainsi ont pris naissance, suivant les cas, les phyllites flexibles et élastiques, c'est-à-dire la famille des *Micas* (1); les phyllites flexibles, mais non élastiques. ou *Chlorites* (2); enfin, en descendant toujours dans la série des oxydes, les phyllites cassantes ou *Clintonites* (3).

Minéraux accessoires. — Tels sont, envisagés à un point de vue très général, les matériaux de la partie légère de l'écorce primitive et des roches d'épanchement. On conçoit que la cristallisation d'éléments aussi réfractaires ait dû exiger des circonstances spéciales. La pression et la vapeur d'eau surchauffée ont très probablement joué un rôle actif dans ce phénomène; mais il est infiniment vraisemblable que diverses substances y ont également pris part en qualité de dissolvants. La chimie nous a depuis longtemps appris à connaître l'énergie développée dans les réactions par le fluor, le chlore, l'acide borique, l'acide phosphorique, les acides sulfurique, titanique, etc. Or la preuve que ces dissolvants n'ont pas été étrangers à la cristallisation des roches d'origine interne nous est fournie par la présence, au sein des roches acides, de minéraux silicatés remarquables par la proportion de substances chimiquement actives qu'ils contiennent. De ce nombre sont les *micas fluorés*, de couleur blanche ou rosée, qui renferment jusqu'à 8 0/0 de fluor, la *Tourmaline*, silicate d'alumine avec fluor et acide borique, l'*Axinite*, silico-borate d'alumine, le *Sphène* ou silicotitanate de chaux, la *Topaze*, silicate d'alumine avec fluorure de silicium et certains feldspaths riches, les uns en chlorures, les autres en acide sulfurique. L'oxyde de titane et spécialement la variété appelée *Rutile*, ainsi que l'*Émeraude* ou *Béryl*, silicate double d'alumine et de glucine, la *Cordiérite* ou *Dichroïte*, silicate d'alumine avec fer et magnésie, dont la décomposition par pseudomorphose donne le curieux minéral connu sous le nom de *Pinite*, enfin le *Zircon* ou silicate de zircone, sont souven associés à ces minéraux.

Quant à l'acide phosphorique, il se manifeste à l'état d'*Apatite*, phosphate de chaux avec chlore et fluor, ou encore à l'état de fluophosphates d'alumine (*Amblygonite*, *Wavellite*, etc.). De la sorte, aux éléments essentiels des roches il con-

(1) La famille des *Micas* forme un groupe assez complexe où l'oxygène de la silice est en proportion égale à la somme de l'oxygène des bases RO et de celui des bases R^2O^3. On distingue des micas *ferro-magnésiens* ou *Biotites* et *Phlogopites*, des micas *potassiques* ou *Muscovites* et des micas riches en fluor (*Lépidolithe*), enfin des micas hydratés ou *Margarites*. Tous forment de fines lamelles, d'apparence hexagonale et contiennent environ 40°/₀ de silice et 15 à 17°/₀ d'alumine.

(2) Les *Chlorites* forment plusieurs espèces minérales : la plus répandue dans les roches est la chlorite écailleuse ou *Ripidolithe*, silicate d'alumine, de magnésie et de fer avec 7 équivalents d'eau. Ce minéral, dont la densité varie de 2,78 à 2,96, contient de 13 à 25 °/₀ de magnésie et de 27 à 15 °/₀ d'oxyde ferreux. La *Delessite* en est un type dérivé.

(3) Les minéraux du groupe des *Clintonites*, parmi lesquels figure l'*Ottrélite*, ont une densité supérieure à 3. Tous sont hydratés; le fer y domine relativement à la magnésie et la proportion de silice s'y abaisse jusqu'à 20 °/₀.

Digitized by Google

vient d'ajouter une série de minéraux qui, bien qu'*accessoires* au point de vue de la quantité, n'en sont pas moins importants par les lumières qu'ils peuvent nous apporter sur la genèse des assemblages cristallins au milieu desquels ils se rencontrent

Minéraux de métamorphisme. — Enfin les roches d'origine interne ne sont pas toujours le produit d'un acte unique de consolidation. Il en est dont la masse a dû se maintenir longtemps dans un état qui permettait des déplacements moléculaires. De plus, elles ont souvent exercé, sur les terrains encaissants, une action de contact propre à modifier l'arrangement des particules de ces derniers; parfois même elles y ont introduit quelques éléments nouveaux. De là une autre classe de minéraux, qu'on peut appeler minéraux de *Métamorphisme*, cette expression étant consacrée pour désigner l'ensemble des modifications éprouvées par les roches postérieurement à leur dépôt.

Les minéraux de métamorphisme sont, ou bien de la silice libre, soit seule, à l'état de *Quartz*, soit combinée avec l'eau sous forme d'*Opale*, ou des silicates d'alumine presque purs, qui ont réussi à cristalliser d'une manière plus ou moins nette dans la pâte des roches, tels que : l'*Andalousite* ou la *Mâcle*, le *Disthène*, la *Sillimanite*, la *Fibrolithe*, la *Staurotide*, etc, ou enfin des combinaisons de silice et d'alumine avec les oxydes du fer, du calcium, du manganèse, du magnésium. Ces combinaisons sont réalisées par le grand groupe des *Grenats*, offrant un si remarquable exemple de l'isomorphisme des substances minérales (1) et par les espèces qui en sont voisines, telles que l'*Idocrase*, la *Wernérite* et ses variétés, *Couseranite*, *Dipyre*, etc., l'*Épidote*, la *Wollastonite* ou silicate de chaux.

Minéraux des roches basiques. — Là se termine la catégorie des minéraux constitutifs des roches acides. Quant aux roches basiques, avec des variétés feldspathiques pauvres en silice, comme le *Labrador* et l'*Anorthite*, elles comprennent surtout des silicates dépourvus d'alumine ou ne l'admettant qu'à l'état de mélange mécanique, mais contenant une forte proportion d'oxydes de calcium, de magnésium et de fer. Ces silicates, dont la densité varie entre 3 et 3,5, se répartissent en trois grandes familles :

1° La famille des *Amphiboles*, où la magnésie l'emporte sur la chaux et qui cristallisent en prismes clinorhombiques de 124°. Cette famille comprend la *Trémolite* ou silicate de chaux et de magnésie, l'*Actinote*, dans laquelle le fer remplace en partie le magnésium, et surtout l'*Hornblende*, contenant jusqu'à 14 °/₀ d'alumine et où la chaux, la magnésie et l'oxyde ferreux existent dans des proportions à peu près égales.

2° La famille des *Pyroxènes*, de composition presque identique avec les amphiboles, mais différents par l'angle du prisme clinorhombique, qui est de 87° et

(1) La formule générale des grenats est $6RO, 2R^2O^3, 6SiO^2$. Les protoxydes RO peuvent être la chaux, l'oxyde ferreux ou l'oxyde manganeux. Les sesquioxydes R^2O^3 peuvent être l'alumine, l'oxyde ferrique ou le sesquioxyde de chrome. De là plusieurs espèces de grenats, dont la plus abondante est l'*Almandine*, ou silico-aluminate de fer. La dureté du grenat est tantôt égale, tantôt supérieure à celle du quartz. Sa densité varie de 3,5 à 4,3.

Digitized by Google

parce que la chaux domine sur la magnésie. Les membres les plus importants sont le *Diallage*, surtout calcaro-magnésien, et l'*Augite*, pendant de l'hornblende, car il renferme de l'alumine; mais il est plus riche en chaux. A cette famille se rattachent étroitement, par leur formule chimique (1), mais avec prédominance marquée de la magnésie, l'*Hypersthène*, silicate magnésien et ferreux, et l'*Enstatite*, silicate magnésien, dont la *Bronzite* n'est qu'une variété. Ces trois silicates se distinguent par leur forme, qui est le prisme orthorhombique de 93°. On leur donne souvent le nom de *Pyroxènes rhombiques*.

3° La famille du *Péridot*, comprenant des silicates surtout magnésiens, plus basiques que les précédents (2) et dont le plus répandu est l'*Olivine*.

A la suite de ce groupe viennent naturellement se placer les silicates magnésiens hydratés, dont les principaux sont le *Talc* et la *Serpentine*, cette dernière paraissant être le plus souvent le produit d'une métamorphose opérée aux dépens du péridot et où l'eau a joué un rôle capital.

Minéraux des géodes. — Jusqu'ici nous n'avons considéré que les minéraux qui forment ce qu'on peut appeler la *pâte* des roches. Mais il est des cas où cette pâte est caverneuse et parsemée de géodes ou cavités qui ont été ultérieurement remplies par des minéraux cristallisés. Ce remplissage est habituellement opéré par une classe très homogène de silicates appelés *Zéolithes* et qui tous sont des *silicates d'alumine hydratés*, pouvant contenir des alcalis, des terres alcalines et des terres. Dans le nombre nous citerons l'*Analcime* et la *Mésotype*, toutes deux sodiques et cristallisant, la première dans le système cubique, la seconde dans le système orthorhombique, puis la *Chabasie*, calcaire et rhomboédrique.

On voit, en résumé, que la classe des silicates suffit presque seule à constituer tous les éléments, soit essentiels, soit accessoires, des roches d'origine interne et que dans ces silicates, aux substances dominantes, silice et alumine, se joignent seulement, pour remplir cet office, les oxydes des métaux les plus légers, depuis le potassium jusqu'au fer.

Éléments des gîtes minéraux. — Il nous reste maintenant à parler des éléments de ce que nous avons appelé les *gîtes minéraux* non métallifères. La transition de ce groupe au précédent se fait par les *Argiles*, c'est-à-dire par des silicates d'alumine, généralement hydratés, dont le *Kaolin* est le type. Ensuite viennent une série de minéraux pierreux, dont la classification la plus naturelle est celle qui se fonde sur leur nature chimique : en premier lieu, les *Oxydes* et, à leur tête, l'*Alumine*, donnant les gîtes de *Corindon*, avec les *Aluminates* de fer et de magnésie (*Spinelle*, *Bauxite*, etc.); puis les oxydes de titane, en particulier le *Rutile*, et l'hydrate de magnésie (*Brucite*). Ensuite viendront les *Carbonates*, d'abord ceux de la série prismatique, c'est-à-dire les carbonates de baryte, de strontiane (*Withérite*, *Strontianite*) et l'*Aragonite* ou chaux carbonatée prisma-

(1) La formule chimique de tous ces silicates est $RO . SiO^2$.
(2) La formule du péridot est $2MgO . SiO^2$.

Digitized by Google

tique; puis les carbonates rhomboédriques, *Calcite* ou carbonate de chaux, *Dolomie* ou carbonate double de chaux et de magnésie, *Giobertite* ou carbonate de magnésie; les *Sulfates* de chaux, de baryte et de strontiane (*Anhydrite*, *Gypse*, *Barytine*, *Célestine*), qui tous, au premier chef, constituent des gîtes minéraux typiques; les *Phosphates*, de chaux (*Apatite*, *Phosphorite*), d'alumine (*Amblygonite*, *Klaprothine*, *Turquoise*), les *Borates*. *Niobates*, etc. Enfin la série sera close par les *Sels haloïdes*, comprenant: les *Chlorures* (*Sel gemme*), et les *Fluorures* (*Fluorine* ou chaux fluatée, *Cryolithe* ou fluorure double d'aluminium et de sodium), non moins aptes que les sulfates et les phosphates à former, dans le sein des roches, de ces amas définis que nous avons indiqués comme la forme normale des gîtes minéraux.

Minerais, Combustibles. — En dehors des espèces qui viennent d'être énumérées, il n'y a plus à considérer que les *Minerais*, c'est-à-dire ces combinaisons par lesquelles un petit nombre de minéralisateurs, *Oxygène*, *Soufre*, *Sélénium*, *Tellure*, *Antimoine*, *Arsenic*, *Carbone*, etc., ont fait prendre aux métaux la forme pierreuse en les associant à des gangues qui toutes font partie de la catégorie précédente. Mais il serait hors de propos de mentionner ici les minéraux qui en résultent et dont la plupart trouveront plus naturellement leur place dans la description des gîtes métallifères. Nous ferons seulement une exception pour quelques espèces qui apparaissent fréquemment dans les roches, surtout parmi celles du groupe basique. Ce sont la *Magnétite* ou *fer oxydulé*, l'*Ilménite* ou *fer titané*, la *Pyrite* jaune ou bisulfure de fer, la *Pyrrhotine* ou pyrite magnétique, le *Fer chromé*, le spinelle chromifère ou *Picotite*, la *Pyrite de cuivre* ou *Chalcopyrite*, le *Mispickel* ou arséniosulfure de fer, enfin certains minerais du nickel.

Quant au groupe des combustibles, il est représenté dans les roches d'origine interne par le *Carbone* pur, soit à l'état de *Diamant*, soit à l'état de *Graphite* et par quelques hydrocarbures de la famille du *Bitume*.

Résumé. Rôle de la silice et du carbone. — Tels sont les éléments fondamentaux de la croûte du globe. On voit combien le nombre en est petit et quelle place y tient l'oxygène, combiné soit avec le silicium, soit avec le carbone et les métalloïdes, soit enfin avec les oxydes métalliques. On peut dire que l'oxygène constitue, à lui seul, la moitié en poids de la croûte terrestre, ou du moins de la partie de cette croûte accessible à nos investigations; après lui vient le silicium, qui forme 28 °/₀ de toutes les masses cristallines d'origine éruptive. Le groupe de l'oxygène, du silicium, de l'aluminium, du magnésium, du calcium, du potassium, du sodium, du fer et du carbone constitue les $\frac{977}{1000}$ de l'écorce. Dans ce qui reste, la prédominance appartient à l'ensemble du soufre, de l'hydrogène, du chlore et de l'azote.

M. Dana a fait observer (1) que la silice, saturée comme elle est d'oxygène et rebelle à toute altération, est, par excellence, l'instrument de la consolidation de l'écorce terrestre; car lorsque par exception elle se laisse attaquer par des eaux

(1) *Manual of Geology*, 1876, p. 49.

Digitized by Google

alcalines, c'est le plus souvent pour aller se déposer dans des fissures dont elle cimente les parois, ou dans des roches meubles dont elle agrège les particules. Au contraire, l'élément fondamental du monde organique est le carbone, caractérisé par l'instabilité de ses composés, instabilité particulièrement favorable aux perpétuelles variations que comportent les phénomènes physiologiques.

Il est remarquable assurément que des fonctions aussi dissemblables, qui placent le silicium et le carbone aux deux pôles opposés de la série des corps, soient remplies par deux éléments simples, que l'ensemble de leurs propriétés a depuis longtemps engagé les chimistes à classer l'un à côté de l'autre dans une même famille naturelle.

§ 2

PROCÉDÉS D'EXAMEN DES ROCHES

A. *PROCÉDÉS MÉCANIQUES ET CHIMIQUES*

Examen macroscopique. — L'étude des roches offre parfois de grandes difficultés en raison de la petitesse des éléments constituants. Très souvent le grain est tellement fin qu'une forte loupe ne parvient pas à le résoudre et pendant longtemps on n'a eu d'autre ressource que l'analyse chimique en bloc pour pouvoir hasarder quelques conjectures plausibles sur la nature des espèces minérales formant la pâte des roches compactes.

La première épreuve à laquelle une roche doive être soumise est l'examen *macroscopique*, c'est-à-dire à l'œil nu ou simplement armé de la loupe. Quand le grain est suffisamment gros, cet examen permet à un minéralogiste exercé de reconnaître les espèces. Il peut alors les isoler en cassant la roche et s'assurer de l'identité de chacune d'elles par ses caractères extérieurs, sa dureté, sa manière d'être en présence du chalumeau ou sous l'action de quelques réactifs simples, enfin, s'il est nécessaire, par une analyse chimique complète. Après quoi il ne reste plus qu'à évaluer par des pesées la proportion relative des éléments constituants. Mais outre que cette méthode n'est pas applicable aux roches à grain fin, elle ne peut fournir aucune indication sur les substances, parfois très intéressantes, qui sont interposées dans les minéraux eux-mêmes à titre de menues inclusions.

Examen microscopique simple. Ses difficultés. — En présence d'une roche rebelle à l'examen macroscopique, il semble que le microscope doive offrir une ressource suffisante. Mais ici se présente une difficulté qui, pendant longtemps, a empêché l'emploi de cet instrument. L'éclat des images s'affaiblissant à mesure que le grossissement est plus intense, une plaque de roche placée sous le microscope et éclairée par simple réflexion cesse bientôt d'être distincte. Il faut alors employer une plaque assez mince pour être transparente et l'éclairer par dessous en y concentrant, à l'aide d'un miroir, un faisceau de rayons lumineux. Mais

Digitized by Google

dans une plaque mince, les couleurs caractéristiques de presque tous les minéraux s'affaiblissent assez pour n'être plus sensibles à l'œil; on n'a donc dans le champ de l'instrument qu'une masse incolore, parcourue par un réseau de lignes droites ou courbes parmi lesquelles les fêlures des minéraux ne se distinguent pas de leurs contours extérieurs. Tel est le motif qui a empêché l'application fructueuse du microscope à l'étude des roches, avant qu'on eût songé à l'emploi de la lumière polarisée, dont il sera question plus loin. Aussi longtemps que cette précieuse ressource a fait défaut, il a fallu recourir à des procédés spéciaux pour isoler, autant que possible, les minéraux constituants des roches à grain fin.

Séparation mécanique des éléments. — Dans cette vue, le but à poursuivre est d'obtenir, de chaque espèce, une provision suffisante et assez homogène pour qu'on en puisse entreprendre l'analyse chimique quantitative. Plusieurs méthodes peuvent conduire à ce résultat.

L'une des plus ingénieuses, mais qui n'est applicable qu'aux minéraux contenant une notable proportion de fer, est l'emploi graduel d'un électro-aimant de puissance variable. Tandis qu'un barreau aimanté n'enlève à une roche pulvérisée que le fer oxydulé, deux ou trois éléments Bunsen grand modèle, mis en relation avec un électro-aimant, suffisent pour lui permettre d'extraire l'hornblende, l'augite et le péridot ; huit éléments sont nécessaires pour les minéraux moins riches en fer et une machine Gramme, mue par un moteur à gaz, permet de recueillir en quelques instants tout le mica ferro-magnésien d'un granite (1), quoique d'ordinaire ce minéral ne contienne pas plus de 13 % d'oxyde de fer.

Les méthodes d'une application générale sont fondées sur une *préparation mécanique* analogue à celle qu'on fait subir aux minerais pour se débarrasser de leurs gangues. Si, sur un plan incliné, on étale une certaine quantité d'une roche finement pulvérisée et qu'on la soumette à l'action d'un courant d'eau, les éléments les plus légers seront entraînés plus loin que les autres et, au bout de quelque temps, il pourra rester sur la plaque une série de bandes successives assez homogènes. On peut aussi, dans des appareils de verre comme ceux qu'a imaginés M. Thoulet, soumettre une provision de poudre de roche à l'action d'un courant d'eau ascendant de vitesse déterminée, de manière à obtenir une suite de dépôts superposés, dont chacun sera étudié à part.

Emploi des liqueurs titrées. — Mais il est des cas où les minéraux qu'il est opportun de séparer ont des densités trop peu différentes pour qu'une préparation mécanique de cette nature, appliquée à des granules de dimensions nécessairement assez inégales, en opère le classement. On peut parer à cette difficulté à l'aide de liqueurs titrées, beaucoup plus denses que l'eau et dans lesquelles on cherche à mettre en suspension les éléments de la roche pulvérisée. Voici, par exemple, le procédé employé par M. Thoulet.

On prépare une solution saturée d'iodure de potassium et d'iodure de mercure, qui atteint, à la température de 11°, une densité de 2,77, suffisante pour

(1) Fouqué et Michel-Lévy, *Minéralogie micrographique*, p. 115.

Digitized by Google

séparer les feldspaths des silicates plus lourds, mica noir, pyroxène, amphibole, sphène. En ajoutant de l'eau, en proportion déterminée, à cette solution, on peut composer des liqueurs de densités décroissantes à partir de 2,77. Cela fait, ayant isolé à la loupe un grain homogène de chacun des minéraux constituants d'une roche préalablement concassée, on le transporte successivement, à l'aide d'un petit tube percé d'un trou, dans les diverses liqueurs types pour connaître celle dans laquelle il commence à rester en suspension. Il est clair qu'alors, si on introduit la poudre de roche à étudier dans un appareil rempli de cette liqueur, tous les minéraux plus lourds tomberont au fond et pourront être éliminés. Il ne restera plus que le minéral qu'on se proposait d'isoler et dont l'addition ultérieure de quelques gouttes d'eau déterminera la chute.

Le grand avantage de ce procédé est de procurer la séparation des feldspaths et du quartz, devant laquelle les autres moyens avaient jusqu'à présent échoué.

Quand il s'agit de minéraux dont la densité est voisine de 3, on peut recourir à l'emploi, indiqué par M. Klein (1), du borotungstate de cadmium. Avec ce sel, dont la solution, vénéneuse mais non corrosive, a une densité de 3,28, on a réussi à faire flotter des grains de péridot. Enfin, pour les minéraux très lourds, M. R. Bréon (2) s'est servi du chlorure de plomb, soit seul, soit mélangé au chlorure de zinc. Seulement, dans ce cas, on ne peut plus opérer à froid, et il faut fondre le mélange dans un creuset, à la température de 400 degrés. Avec un mélange de 3/10 de chlorure de zinc, ayant une densité de 2,4, et de 7/10 de chlorure de plomb, de densité égale à 5, M. Bréon a pu séparer le rutile du grenat.

Procédés chimiques. Analyse totale. — L'isolement des minéraux d'une roche pulvérisée peut encore être obtenu par voie chimique. M. Fouqué a proposé dans ce but l'emploi de l'acide fluorhydrique. Cet acide, quand il est concentré, attaque d'abord les matières amorphes, puis les feldspaths, ensuite le quartz, enfin les silicates ferrugineux et, en dernier lieu, le fer oxydulé. On peut arrêter l'opération quand on veut, en ajoutant de l'eau, soit avant, soit après l'attaque des feldspaths.

De toutes manières, lorsqu'on a obtenu une certaine quantité d'un minéral homogène en poudre, il faut en venir à la détermination de sa composition chimique. L'analyse quantitative des roches appartient à un domaine très distinct de celui de la Géologie et il serait hors de propos d'en vouloir exposer ici les principes. Nous croyons seulement devoir rappeler, d'après MM. Fouqué et Michel-Lévy (3), la marche recommandée par M. H. Sainte-Claire Deville pour l'analyse des silicates.

La substance, du poids de 5 décigrammes à 1 gramme, est fondue dans un creuset de platine avec une quantité de carbonate de chaux pur au plus égale à

(1) *Comptes rendus*, août 1881.
(2) *Bull. de la Soc. minéral. de France*, III (1880), p. 46.
(3) *Minéralogie micrographique*, p. 121.

Digitized by Google

son poids. Après refroidissement, la masse vitreuse, pulvérisée et pesée, est humectée d'eau et traitée par 15 grammes d'acide nitrique concentré. La gelée transparente qui en résulte étant calcinée jusqu'à l'apparition des vapeurs rutilantes, on fait bouillir la matière avec du nitrate d'ammoniaque, qui reconstitue le nitrate de chaux décomposé sans influer sur l'alumine et l'oxyde de fer. Après décantation, la silice, l'alumine et l'oxyde de fer restent sur le filtre, tandis que les nitrates alcalins et alcalino-terreux le traversent.

Le résidu insoluble étant de nouveau traité par l'acide nitrique, la silice est ainsi isolée ; s'il y a de l'acide titanique, il partage le sort de la silice, dont on le sépare par l'acide fluorhydrique. Quant au fer et à l'alumine, leur séparation s'opère par l'action de deux courants consécutifs d'hydrogène et d'acide chlorhydrique, qui enlèvent le fer sous forme de chlorure.

Il ne reste plus qu'à précipiter la chaux de la solution de nitrates à l'aide de l'oxalate d'ammoniaque, puis à transformer les nitrates restants en carbonates, pour isoler celui de magnésie, grâce à son insolubilité. La potasse et la soude sont ensuite séparées, soit par les procédés ordinaires, soit par la méthode de M. Carnot, fondée sur l'emploi des sels de bismuth.

Analyse partielle. — Nous avons supposé que l'analyse quantitative n'était appliquée qu'à des éléments minéralogiques homogènes, préalablement triés si la roche d'où ils proviennent est complexe. Cependant il est des cas où l'analyse en bloc peut donner des indications fort utiles. Ainsi toute roche à orthose dont la teneur en silice dépasse 65,2 pour 100 contient nécessairement de la silice libre, sans doute à l'état de quartz. Une roche d'amphibole et d'orthose possédant la même quantité moyenne de silice que ce dernier minéral, doit aussi renfermer du quartz. Enfin, dans une roche constituée par un mélange de deux feldspaths, tels que l'orthose et l'oligoclase, les proportions relatives de potasse et de soude indiqueront quelle est celle des deux espèces feldspathiques qui prédomine. Assez souvent, en traduisant la composition moyenne par des équations d'analyse indéterminée et faisant intervenir en outre certains caractères d'observation, on peut se faire une idée assez nette de la proportion relative des éléments minéralogiques.

Essais chimiques restreints. — On peut aussi, dans bien des cas, se contenter d'une analyse qualitative restreinte, qui permet de se prononcer sur la nature des silicates d'une roche. Tel est le procédé de M. Boricky, fondé sur l'emploi de l'acide hydrofluosilicique. Ce réactif attaque la plupart des silicates en donnant naissance à des hydrofluosilicates qui, soumis à une douce chaleur, cristallisent suivant des formes suffisamment distinctes les unes des autres sous le microscope. Ainsi, tout d'abord, la gelée obtenue par l'attaque d'un silicate ne contenant que des alcalis est incolore, tandis qu'elle serait laiteuse s'il y avait de la chaux. Ensuite, l'hydrofluosilicate de potasse cristallise en cubes, celui de soude en prismes hexagonaux et celui de chaux en diverses formes, toutes dissymétriques. Cette méthode peut donc rendre de réels services pour

Digitized by Google

la détermination des divers feldspaths. Elle permet bien de séparer l'orthose de l'albite, celle-ci de l'oligoclase et cette dernière de l'anorthite.

De son côté, M. Szabo a imaginé une méthode basée sur la coloration que communiquent à la flamme d'un bec de Bunsen les alcalis (soude et potasse), contenus dans un petit fragment du minéral à essayer (1). Pour la potasse, afin d'éliminer l'influence de la coloration due à la soude, on se sert de verres teintés en bleu de cobalt. Ce procédé, appliqué avec les précautions convenables, donne des résultats d'une précision surprenante lorsqu'on s'en tient à une même série minéralogique, comme celle des feldspaths. Il permet de séparer toutes les espèces, orthose, microcline, albite, oligoclase, labrador, anorthite, et même d'apprécier si l'on a affaire à des mélanges de labrador et d'oligoclase ou de labrador et d'anorthite. Mais il est sans application pour les pâtes vitreuses non définies et il ne fait rien connaître sur la teneur en chaux.

B. *EMPLOI DU MICROSCOPE POLARISANT*

Examen à la lumière convergente. — La lumière polarisée (2) est susceptible d'être appliquée de deux façons différentes aux besoins de la pétrographie. La première consiste à se servir de l'appareil à *lumière convergente* (3) pour étudier individuellement les petits grains dont se compose le produit de la pulvérisation d'une roche. Parmi ces grains, il peut y en avoir où l'orientation des surfaces soit telle qu'ils laissent apercevoir une figure d'interférence. D'ailleurs, des dispositions ingénieuses, notamment celle qui a été imaginée par M. Em. Bertrand (4), permettent de mesurer les angles que font entre elles les faces naturelles des cristaux microscopiques. L'étude raisonnée de ces divers éléments n'est plus alors qu'une question de pure minéralogie, sur laquelle nous n'avons pas à insister ici.

(1) Voir Fouqué et Michel-Lévy, *Minéralogie micrographique*, p. 113.

(2) On sait que la lumière est considérée comme l'impression produite sur nos organes par les vibrations d'un milieu élastique universellement répandu, auquel on a donné le nom d'*éther*. Pour la lumière naturelle, les vibrations s'effectuent dans un plan perpendiculaire à la direction de propagation; mais leur orientation dans ce plan n'est pas déterminée et l'on admet qu'elle varie d'un instant à l'autre. Diverses circonstances, telles que le passage d'un rayon lumineux à travers une substance douée de la double réfraction, ont pour effet d'orienter les vibrations d'une façon déterminée. On dit alors que la lumière est *polarisée* et l'on appelle *plan de polarisation* le plan perpendiculairement auquel les vibrations sont désormais forcées de s'effectuer. Or la lumière polarisée jouit de propriétés spéciales, à la constatation desquelles les microscopes polarisants sont justement adaptés.

(3) Lorsqu'un faisceau convergent de lumière déjà polarisée traverse un cristal biréfringent, taillé suivant certaines directions de symétrie, il y donne lieu à des phénomènes d'interférence, qui font naître des figures caractéristiques par l'agencement de leurs anneaux colorés. Ainsi les cristaux à un seul axe cristallographique principal (systèmes quadratique, rhomboédrique et hexagonal), taillés normalement à cet axe, offrent, dans l'appareil de polarisation, un système d'anneaux circulaires, traversés par une croix noire ou blanche. Les cristaux des autres systèmes, convenablement taillés, donnent des anneaux elliptiques et des lemniscates, avec croix noires se transformant en hyperboles dans certaines positions de la plaque et la disposition des couleurs y varie suivant le mode spécial de cristallisation. (Voir à ce sujet les importants mémoires de M. des Cloizeaux et notamment ceux insérés dans les *Annales des Mines* en 1862 et 1864.)

(4) En voir la description dans Fouqué et Michel-Lévy, *Minéralogie micrographique*, p. 28.

Digitized by Google

Examen en lumière parallèle. — Préparation des plaques minces. — C'est surtout le microscope *à lumière parallèle* qui est précieux pour le pétrographe. L'emploi de cet instrument exige des lames cristallines transparentes, préparées par un procédé spécial, devenu d'une application très usuelle et dont il convient de dire quelques mots.

Pour l'étude des phénomènes de polarisation, il importe que les plaques de roches soient extrêmement minces et, de plus, terminées autant que possible par deux faces bien parallèles. On détache donc au marteau une esquille, convenablement choisie, de la roche à examiner et l'on y fait naître une face plane par polissage sur une meule horizontale à l'émeri. Cette face plane est alors appliquée, à l'aide du baume de Canada, sur un petit bloc de verre qui lui sert de soutien, et l'on procède, comme auparavant, au polissage de la face opposée. On arrive ainsi, avec quelque habitude, à préparer des lames dont l'épaisseur, d'ailleurs bien uniforme, ne dépasse pas deux ou trois centièmes de millimètre. Ces plaques sont collées avec du baume de Canada entre deux lames de verre, les précautions étant prises pour qu'il ne reste pas de bulles d'air interposées, et il n'y a plus qu'à introduire la préparation entre les nicols (1) croisés de l'appareil de pola-

(1) Un cristal de spath d'Islande est fortement biréfringent et décompose chaque rayon lumineux incident en deux rayons réfractés, l'un et l'autre polarisés. On peut, par un artifice convenable, disposer un prisme de spath de telle sorte que l'un des deux rayons réfractés soit éliminé. On obtient de cette manière un seul rayon polarisé et l'on sait d'avance que les vibrations de ce dernier sont orientées d'une façon déterminée. Un prisme de ce genre s'appelle un *nicol*, et quand il est adapté au-dessous du porte-objet du microscope, recevant directement la lumière naturelle à l'aide d'un réflecteur, on lui donne le nom de *polariseur*. Si, entre l'oculaire et l'objectif du microscope, ou simplement au-dessus du premier, on place un second nicol, celui-ci prend le nom d'*analyseur*.

Cela posé, quand les deux nicols sont orientés de la même façon et qu'aucun objet n'est placé dans l'intervalle, la lumière les traverse librement. Mais si on les croise de telle sorte que ce qu'on appelle leurs sections principales soient à angle droit l'une sur l'autre, les rayons qui sortent du polariseur ne sont plus aptes à traverser l'analyseur et il y a obscurité. Cette obscurité persiste si l'on vient à placer sur le porte-objet une plaque monoréfringente, telle que du verre ou un cristal cubique, parce qu'un tel corps est *isotrope* et ne change rien aux conditions de la lumière qui le traverse. Il en est de même si le cristal interposé est un cristal quadratique, rhomboédrique ou hexagonal, taillé perpendiculairement à son axe principal. Dans tout autre cas, un cristal biréfringent modifiant l'orientation des vibrations dans le rayon transmis par le polariseur, ce rayon n'arrive plus à l'analyseur dans les mêmes conditions que précédemment et il n'est plus que partiellement arrêté. L'interposition d'un cristal de ce genre entre les nicols croisés rétablit donc en partie le passage de la lumière. Toutefois ce rétablissement ne s'effectue pas indifféremment dans toutes les directions. Une plaque cristalline étant donnée, si on l'interpose entre les nicols croisés et qu'on la fasse tourner dans son plan, il y a deux positions, à angle droit l'une sur l'autre, pour lesquelles elle s'*éteint*, c'est-à-dire rétablit l'obscurité produite par le croisement des nicols. Ces positions sont celles qui rendent les *axes d'élasticité optique* de la plaque parallèles à l'une des sections principales des deux nicols. Or ces axes d'élasticité optique, toujours rectangulaires entre eux, ont une relation déterminée avec les éléments cristallographiques de la substance. Tel minéral, coupé par le plan de la plaque suivant un rectangle, s'éteindra quand les côtés de ce rectangle seront parallèles aux sections principales des nicols, tandis que dans un autre, les *directions d'extinction* feront un angle avec les côtés du rectangle.

En considérant les diverses formes que peut revêtir la section d'un minéral donné, il est possible de calculer *a priori*, pour chaque espèce, les valeurs les plus habituelles des *angles d'extinction*. C'est ce qu'a fait M. Michel-Lévy (voir Fouqué et Michel-Lévy, *op. cit.*, p. 59). Ainsi, supposons de petits cristaux de feldspath, allongés, comme c'est le cas le plus ordinaire, suivant le plan de symétrie, parallèlement à l'arête d'intersection de ce plan g^1 avec la base p, c'est-à-dire parallèlement à pg^1. Toute section plane du cristal menée par cette direction, c'est-à-dire comprise dans

Digitized by Google

risation pour voir se manifester toutes les apparences qui doivent servir à distinguer les minéraux constituants.

Apparences chromatiques. — Pour bien faire comprendre ces apparences,

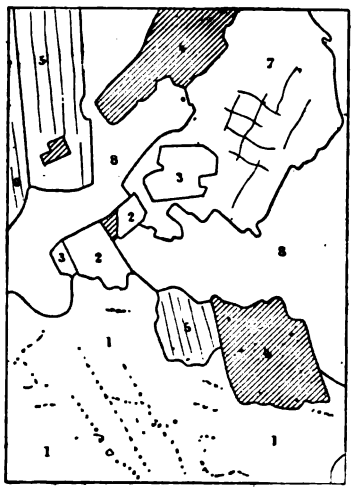

Fig. 110. — Plaque de granite de Vire (d'après M. Michel-Lévy). — 1, quartz en grandes plages; 2 et 3, quartz en cristaux isolés; 4, mica; 5, 6, oligoclase; 7, cristal d'orthose; 8, orthose en grandes plages.

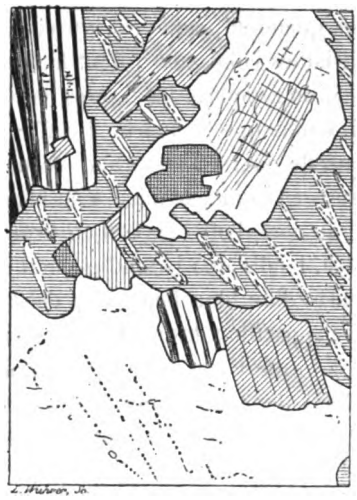

Fig. 111. — Plaque de la figure 110, vue entre les nicols croisés. — Grossissement des deux figures, 80 diamètres — Les couleurs de polarisation sont remplacées par des hachures conventionnelles.

supposons qu'on ait affaire à une plaque mince de granite, telle que celle dont la partie visible dans le champ du microscope, par un grossissement de 80 diamètre, est représentée dans la figure 110, d'après M. Michel-Lévy (1). Si l'on enlève

ce qu'on appelle en cristallographie la *zone* pg^1, rencontrera le plus souvent les quatre faces du prisme fondamental et les deux faces g^1; elle donnera donc un hexagone dont deux côtés, beaucoup plus allongés que les autres, seront parallèles à pg^1. Cela posé, au moment où, dans la rotation de la plaque entre les nicols croisés, cet hexagone viendra à s'éteindre, la direction d'extinction, parallèle à la section principale de l'un des nicols, fera, à cet instant, un angle facile à mesurer avec celle de l'arête pg^1. Or, cet angle, pour les diverses faces d'une même zone, varie entre certaines limites qui ne sont pas les mêmes pour les différents feldspaths et qu'on peut calculer d'avance en partant des données optiques propres à chacun d'eux. C'est ainsi qu'on peut arriver à déterminer avec assez de vraisemblance la nature de petits cristaux, coupés par le plan des lames minces suivant des contours polyédriques reconnaissables. Pour les feldspaths du dernier système cristallin, qui se présentent en lamelles hémitropes, un très bon procédé de détermination, indiqué par M. des Cloizeaux, consiste à mesurer l'angle, variable avec chaque espèce, que font entre elles les directions d'extinction de deux lamelles consécutives. Ajoutons que ces notions peuvent être combinées avec celles que fournissent les clivages, qui souvent se manifestent sur les lames minces par un entre-croisement de lignes parallèles, se coupant sous des angles déterminés.

Mais ce qui rend le microscope à lumière parallèle singulièrement utile pour la reconnaissance des minéraux, c'est la production des *phénomènes chromatiques*. Lorsqu'un rayon polarisé traverse une lame extrêmement mince, il se divise à l'entrée en deux rayons qui cheminent dans la lame avec des vitesses inégales. Confondus à la sortie, puisque tous deux sont normaux à la plaque, ces rayons interféreraient s'ils n'étaient pas polarisés à angle droit. L'emploi de l'analyseur, en ne laissant passer de leur vibrations que les composantes de même sens, rend cette interférence possible. Il y a donc affaiblissement d'une couleur de préférence aux autres et, par suite, production d'une *teinte de polarisation* qui varie avec l'épaisseur de la lame, la nature de la substance et le sens dans lequel elle se trouve taillée relativement à ses éléments cristallographiques.

(1) *Bulletin de la Soc. géol. de France.* 3e série, III, planche IV, p. 199.

Digitized by Google

le nicol analyseur, les différents minéraux constituants demeurent incolores, à l'exception du mica, qui reste teinté de brun, et l'on a beaucoup de peine à distinguer leurs contours mutuels des cassures élémentaires qui peuvent exister dans chacun d'eux.

Mais quand la plaque est introduite entre les nicols croisés, on voit apparaître de brillantes colorations, dont la figure 111 donnera une certaine idée si, par la pensée, on remplace les figurés conventionnels par les teintes correspondantes. Ainsi, tandis que le quartz 1 offre un mélange de jaune et de rose clair, les cristaux de quartz 2 ressortent en noir, les cristaux de quartz 3, différemment orientés, en jaune, le mica 4 en brun foncé, les deux oligoclases 5 en jaune bigarré de noir, l'oligoclase 6 en brun également bigarré de noir, l'orthose 7 en grisâtre, tandis que le fond général d'orthose 8 présente un mélange de bandes sinueuses d'un bleu foncé avec des taches brunes de même orientation. Du même coup, l'apparition des couleurs de polarisation introduit entre les minéraux contigus des différences tranchées qui aident à les distinguer et fait naître sur chacun d'eux des signes souvent caractéristiques des espèces.

Cela tient à ce que la couleur prise par une plaque mince d'un minéral donné, dans l'appareil à lumière parallèle, par suite de la décomposition qu'elle fait subir à la lumière blanche polarisée qui la traverse, dépend à la fois de la nature du minéral, de l'épaisseur de la plaque et du sens dans lequel cette plaque a été taillée relativement aux éléments cristallographiques de la substance. Ainsi le fond d'orthose 8, ayant cristallisé assez largement pour avoir partout la même orientation, conserve une seule teinte dans tout le champ du microscope ; les deux cristaux 2, coupés presque perpendiculairement à leur axe principal, s'éteignent l'un et l'autre en même temps entre les nicols. Quant aux cristaux d'oligoclase 5 et 6, ils sont, comme presque tous les feldspaths tricliniques, composés de ce qu'on nomme des *lamelles hémitropes*, c'est-à-dire des plaques juxtaposées, dont chacune a tourné de 180° relativement à celle qui lui est contiguë. Ces lamelles, à peu près invisibles à cause de leur finesse quand l'analyseur était enlevé, doivent donc apparaître entre les nicols croisés, avec des couleurs alternantes bien tranchées, propres à faire reconnaître au premier coup d'œil les feldspaths du groupe des *plagioclases*.

Le quartz se fait remarquer d'ordinaire par la vivacité de ses teintes de polarisation, parmi lesquelles dominent le rose, le bleu, le jaune et le violet. Si plusieurs cristaux de quartz, différemment orientés, se rencontrent dans le champ d'une même plaque, ils offriront des teintes diverses ; mais en général la vivacité de ces teintes, jointe à des contours de forme sensiblement hexagonale, aidera à reconnaître l'espèce.

Si la roche contient des substances vitreuses, c'est-à-dire amorphes, ou encore des minéraux du système cubique, comme ces substances sont *isotropes* ou, autrement dit, sans action sur la lumière polarisée, elles seront toujours éteintes entre les nicols croisés.

Digitized by Google

Lorsque, laissant les nicols dans la situation de croisement, on fait tourner la plaque dans son plan, les couleurs des minéraux biréfringents, sans changer de nature, passent quatre fois par un maximum et un minimum d'intensité. Si, laissant la plaque fixe, on fait tourner l'un des nicols, la teinte d'un minéral donné varie depuis sa valeur initiale jusqu'à la couleur complémentaire ; seules les substances isotropes, quand elles ne sont pas incolores, n'offrent de variations que dans l'intensité de leur teinte qui, aux nicols parallèles, est la couleur propre à la substance sous l'épaisseur donnée.

Enfin si, enlevant l'analyseur, on fait tourner le polariseur, on remarque que certains minéraux passent par des teintes diverses; cette propriété appartient aux substances appelées *dichroïques* et se manifeste, sur l'hornblende, avec une intensité qui suffit souvent pour faire reconnaître cette espèce.

Tels sont les principaux phénomènes à l'observation desquels le microscope polarisant peut être appliqué. Nous n'insisterons pas davantage sur un sujet qui rentre essentiellement dans le domaine de la Minéralogie proprement dite et qui est aujourd'hui suffisamment développé dans des traités spéciaux (1). Nous ferons seulement remarquer en terminant que, même en dehors des lumières fournies par le phénomène chromatique, cet appareil facilite beaucoup l'examen microscopique normal, grâce à l'évidence avec laquelle le contraste des teintes fait ressortir les minéraux constituants. Aussi un double système de nicols mobiles doit-il être aujourd'hui adapté à tous les microscopes destinés aux études pétrographiques, dût-on le mettre de côté quand, pour l'examen de certains détails élémentaires, on emploie de ces grossissements exceptionnels où l'usage des objectifs à immersion permet d'atteindre 1800 et même 2000 diamètres.

Une disposition très heureuse est celle qui a été récemment imaginée par M. Émile Bertrand et qui consiste en un microscope ordinaire à lumière parallèle, qu'on peut à volonté, à l'aide d'un jeu de lentilles, transformer en appareil à lumière convergente.

§ 3

RÉSULTATS GÉNÉRAUX DES ÉTUDES MICROSCOPIQUES

Les études de pétrographie microscopique ont été poussées, dans ces dernières années, à un haut degré de perfection. L'impulsion donnée, de 1850 à 1858, à cette branche de la science par M. Clifton Sorby (2) a été bientôt suivie en Allemagne par MM. Zirkel, Vogelsang, Rosenbusch, Boricky, von Lasaulx, Dœlter, etc., en France par MM. Fouqué et Michel-Lévy, en Angleterre par MM. Allport et

(1) Voir, outre l'ouvrage déjà cité de MM. Fouqué et Michel-Lévy : des Cloizeaux, *Mémoire sur l'emploi du microscope polarisant*, *Ann. des mines*, 6e série, VI, p. 537. — Rosenbusch, *Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien*, 1873. — A. von Lasaulx, *Elemente der Petrographie*, 1875. — Zirkel, *Mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine*, 1873. — Groth, *Physikalische Krystallographie*, 1876. — Rutley, *The Study of Rocks*, 1879.

(2) *On the microscopical structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks*, in *Quarterly Journal of the Geol. Society of London*, XIV, p. 453.

Digitized by Google

Bonney, en Belgique par MM. de Lavallée Poussin et le R. P. Renard. De là un ensemble de travaux remarquables, qui a fait de la Pétrographie une science à part, beaucoup plus intimement liée d'ailleurs à la Minéralogie qu'à la Géologie. Il ne saurait entrer dans notre cadre d'en présenter ici un aperçu complet. Mais nous devons du moins en faire connaître les résultats généraux.

Distinction des éléments vitreux. Cristallites. — L'un des faits les plus importants que le microscope polarisant ait permis de constater est la présence, dans beaucoup de roches d'origine interne, d'éléments *amorphes* ou *vitreux*, c'est-à-dire non cristallisés et, par suite, dépourvus d'action sur la lumière polarisée. La proportion et la répartition de ces éléments varient beaucoup avec les diverses roches et constituent des données importantes au point de vue

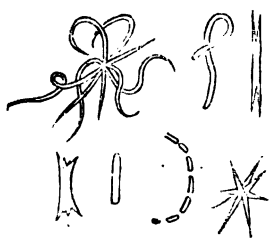

Fig. 112. — Longulites et globulites (d'après Zirkel).

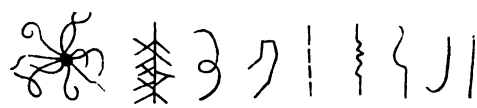

Fig. 113. — Trichites (d'après Zirkel).

de la classification. Mais en outre l'emploi des forts grossissements révèle, dans ces portions vitreuses, toute une catégorie de formes élémentaires, très intéressantes parce qu'elles constituent quelque chose d'intermédiaire entre l'état amorphe et l'état cristallin.

Ces formes, désignées sous le nom générique de *cristallites*, se divisent, suivant

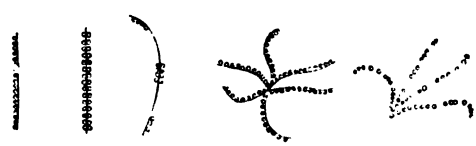

Fig. 114. — Trichites de l'obsidienne (d'après Zirkel).

Fig. 115. — Pâte vitreuse parsemée d'aiguilles dendritiques (d'après Zirkel).

la figure qu'elles affectent, en *longulites* et *globulites* (fig. 112) ou *trichites* (fig. 113), ces derniers, qui ressemblent souvent à des paquets de cheveux entremêlés, pouvant être constitués par des files de globulites (fig. 114).

C'est surtout dans la silice, les silicates et le soufre qu'on trouve les principaux exemples de cristallites; en effet, ces corps sont intermédiaires entre ceux qu'on appelle *cristalloïdes*, c'est-à-dire qui ne se présentent jamais que

Digitized by Google

sous la forme cristalline et ceux qu'on a nommés *colloïdes* parce qu'ils conservent toujours l'état amorphe.

On donne quelquefois le nom de *dévitrification* au phénomène par suite duquel des cristallites apparaissent dans une masse vitreuse. Tantôt la pâte est parsemée de granulations, tantôt (fig. 115) elle laisse apercevoir une foule d'aiguilles ramifiées, aux formes dendritiques, comme celles que le refroidissement fait quelquefois naître dans le verre après sa coulée. Ce nom de dévitrification peut être accepté pourvu qu'il ne préjuge rien quant à l'époque où s'est accompli le phénomène qui, le plus souvent, a dû être immédiatement contemporain de la solidification de la pâte.

Microlithes. — Outre les cristallites, qui ne sont encore que des *essais de cristaux*, le microscope montre dans les roches de nombreux *microlithes*, c'est-à-dire des cristaux microscopiques, mais déjà spécifiés et dont la détermination est parfois possible d'après leur forme et leurs caractères optiques. Quelquefois un cristal de dimensions notables se montre entièrement constitué d'un agrégat de microlithes, comme le cristal d'hornblende de la figure 116. D'autres fois

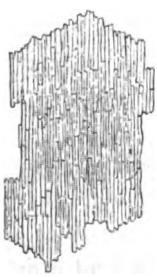

Fig. 116. — Cristal d'hornblende constitué par un agrégat de microlithes (d'après Zirkel).

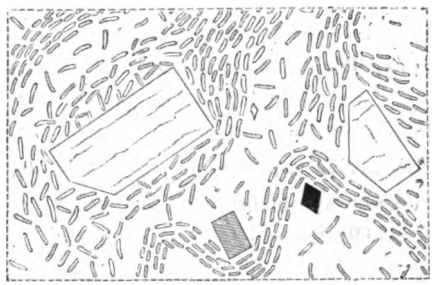

Fig. 117. — Texture d'écoulement de la pâte d'un pechstein, accusée par les microlithes (d'après Zirkel).

les microlithes demeurent isolés dans la pâte, mais ils y prennent un alignement sous forme de traînées qui ont le grand avantage de mettre en évidence les mouvements intérieurs que la roche a subis après un premier commencement de consolidation. Ainsi, dans la figure 117, on voit, dans une pâte vitreuse de pechstein, des traînées de microlithes accusant une texture d'écoulement orientée et contournant de gros cristaux, solidifiés avant le reste de la masse.

Inclusions vitreuses et gazeuses. — Mais le phénomène le plus remarquable et peut-être aussi le plus instructif parmi ceux à la connaissance desquels le microscope nous conduit est celui des *inclusions*, c'est-à-dire des parcelles de matières étrangères qui demeurent enclavées dans des cristaux bien définis, apportant bien souvent le témoignage des conditions au milieu desquelles la cristallisation s'est effectuée. On en distingue de plusieurs sortes, suivant qu'elles sont vitreuses, gazeuses ou liquides, sans parler des inclusions solides formées par la pénétration mutuelle de cristaux d'espèces diverses.

Digitized by Google

Les inclusions vitreuses (fig. 118) sont les restes de la matière amorphe au milieu de laquelle les cristaux ont pris naissance ; elles sont nécessairement isotropes, c'est-à-dire sans action sur la lumière polarisée. Leur coloration, plus vive dans les roches modernes que dans les roches anciennes, est celle de la pâte vitreuse entourant les grands cristaux (quand cette pâte ne fait pas défaut) ; elle est généralement brune, violacée ou rougeâtre, tandis que les inclusions liquides sont incolores. Comme il y a d'ordinaire une grande différence entre l'indice de réfraction du cristal et celui de l'inclusion, les contours de cette dernière sont nets et sans pénombre. Les bulles qu'elle peut contenir et qui ont évidemment été produites par des gaz entraînés avec la pâte vitreuse sont immobiles et à contours fortement ombrés.

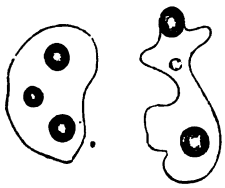

Fig. 118. — Inclusions vitreuses (d'après Zirkel).

Quelquefois les inclusions vitreuses, au lieu d'être arrondies, occupent une cavité à contours polyédriques ; mais on les distingue aisément des microlithes qui pouvaient être enclavés dans le cristal, parce que la forme polyédrique est *celle qui convient au corps enveloppant*, au sein duquel elle forme ce qu'on appelle un *cristal négatif*, tandis que le contour des vrais microlithes en est tout à fait indépendant. D'ailleurs, la coloration brunâtre avertit, en général, de la nature de l'inclusion, sans parler de l'examen optique qui, en pareil cas, est décisif.

Il arrive souvent, par exemple dans les laves modernes, que la matière amorphe a subi un commencement d'individualisation ; alors il s'y développe (fig. 119) des cristallites de couleur plus foncée. Ces cristallites sont ordinairement plus abondants au centre de l'inclusion, dont le bord apparaît comme un liséré limpide, et autour des bulles, quand il en existe (1).

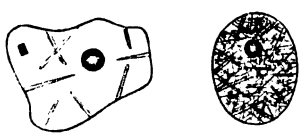

Fig. 119. — Inclusions vitreuses partiellement individualisées (d'après Zirkel).

Les inclusions gazeuses, le plus souvent arrondies, peuvent aussi occuper un cristal négatif ; leur contour est limité par une large bande noire, à cause de la différence de réfrangibilité entre le gaz de l'inclusion et la matière qui l'environne et des réflexions totales qui en sont la conséquence. Leur distribution dans un cristal est tantôt irrégulière et tantôt concentrique aux zones d'accroissement.

Le gaz qui s'y trouve renfermé, la plupart du temps sous faible pression, consiste en général en azote avec traces d'oxygène et d'acide carbonique ; quand la pression est un peu élevée, on observe ordinairement de l'acide carbonique, de l'hydrogène et des carbures d'hydrogène.

Inclusions liquides. — Les inclusions liquides peuvent avoir des formes,

(1) Fouqué et Michel-Lévy, *Minéralogie micrographique*, p. 145.

Digitized by Google

soit irrégulières, soit polyédriques. Leurs contours ont une pénombre moins accentuée que celle des inclusions gazeuses, parce qu'il y a moins de différence entre l'indice de réfraction du cristal et celui du liquide enveloppé. La plupart contiennent une bulle de gaz, à contour fortement ombré (fig. 120).

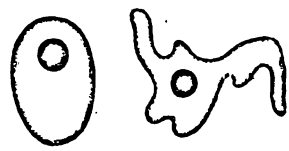

Fig. 120. — Inclusions liquides avec libelles (d'après Zirkel).

Dans le quartz, qui est de tous les minéraux le plus riche en inclusions de ce genre, elles affectent la forme de traînées tortueuses. Les plus grandes ont $0^{mm},06$; les plus petites ne sont visibles qu'avec un grossissement de 700 ou 800 diamètres. On compte parfois, dans le quartz, plus de 120 inclusions sur un centième de millimètre carré, et M. Sorby admet qu'un centimètre cube de quartz de granite en peut contenir plus de 60 millions. M. Zirkel en a observé dont le diamètre était inférieur à 3 millionièmes de millimètre. Il y a des quartz granitiques où ces inclusions forment le vingtième de la masse.

Libelles. — La bulle mobile ou *libelle* est le caractère distinctif des inclusions liquides, bien que parfois elle puisse faire défaut. Sa forme est le plus souvent arrondie; mais elle peut aussi être ellipsoïdale et même cylindrique avec deux calottes terminales. Il arrive quelquefois que le liquide ne mouille pas les parois de l'inclusion et est alors enveloppé par la bulle.

Toutes les fois que la dimension des libelles est inférieure à 2 millièmes de millimètre, on observe qu'elles sont sujettes à une trépidation constante, tout à fait semblable à ces mouvements de corpuscules dits *mouvements browniens*, du nom du botaniste anglais Brown, qui les a étudiés le premier en 1827. La trépidation des libelles se montrant complètement indépendante des circonstances extérieures, telles que la stabilité plus ou moins grande du support et la variation de la température, la cause doit en être cherchée dans un phénomène d'un ordre plus intime. Aucune explication ne paraît plus admissible que celle qui, à la suite des expériences du R. P. A. Renard, a été proposée par les PP. Carbonnelle et Thirion (1). La thermodynamique nous enseigne que la surface de contact d'un liquide et de la vapeur qui le baigne est le siège d'un échange incessant entre les molécules qui reprennent l'état liquide et celles qui se résolvent en vapeur; de là résulte, dans les deux portions de l'inclusion, une variation continuelle de leurs dimensions relatives. Si la libelle est grande, ces variations se compensent et échappent aux regards; mais quand la dimension devient comparable à celle des espaces intermoléculaires, elles peuvent devenir sensibles à l'observation. Ordinairement le mouvement brownien des libelles apparaît avec des grossissements de 1500 et de 1800 diamètres.

Liquides des inclusions. — Parmi les liquides des inclusions, les uns possèdent la transparence, la réfrangibilité et la dilatabilité de l'eau; ce sont ou

(1) *Revue des Questions scientifiques*, VII, 43. Bruxelles, 1880.

Digitized by Google

de l'eau pure, ou des dissolutions salines aqueuses. D'autres sont légèrement jaunâtres ou verdâtres, moins réfringents que l'eau, beaucoup plus dilatables et très volatils. Vogelsang a imaginé d'ingénieux appareils pour étudier l'action de la chaleur sur les liquides des inclusions. On voit tantôt le liquide se dilater en absorbant la libelle, sauf à se réduire bientôt lui-même en vapeur, ce qu'on reconnaît à l'apparition d'une forte pénombre; tantôt la libelle augmenter progressivement aux dépens du liquide qui se vaporise.

Beaucoup d'inclusions renferment de l'acide carbonique liquide. La plupart donnent des traces nettes de chlore et parfois même de fluor (1); ce dernier cas se présente, non seulement avec les minéraux fluorés, tels que la topaze, mais encore avec le quartz de la plupart des granites. Le chlore et le fluor des inclusions paraissent être à l'état de chlorure de sodium, de fluorure de calcium et de fluorures alcalins.

Cristaux solubles. — Souvent, du reste, des cristaux cubiques s'observent dans les inclusions liquides (fig. 121), ainsi dans le quartz de la syénite zirconienne de Laurvig et dans les blocs rejetés de la Somma, au Vésuve, à l'état d'inclusions dans la néphéline. M. Sorby a vu plusieurs de ces cubes, contenus dans une même inclusion, se redissoudre sous l'action de la chaleur pour se reconstituer ensuite par le refroidissement, mais, cette fois, en un cristal unique; c'était du chlorure de sodium, en quantité quatre fois supérieure à ce que l'eau peut en dissoudre à 100°. Ce sel est de beaucoup le plus fréquent, et on en démontre directement l'existence par le précipité blanc, soluble dans l'ammoniaque, que donne, avec le nitrate d'argent, la liqueur obtenue par le lavage des cristaux à inclusions, préalablement réduits en poudre.

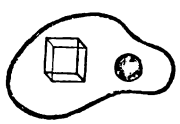

Fig. 121. — Inclusion liquide avec cristal cubique (d'après Zirkel).

Avec le chlorure de sodium, on constate, dans les solutions, la présence de sulfates et de carbonates alcalins; quelquefois il s'y trouve des cristaux de fluorine et même du sulfate de baryte.

En cherchant à évaluer, par des expériences de dilatabilité, la température et la pression sous l'empire desquelles avait dû se dissoudre le sel marin contenu dans les inclusions liquides du quartz des porphyrites de Quenast, MM. le R. P. Renard et de Lavallée-Poussin (2) sont arrivés aux chiffres de 307° et de 87 atmosphères.

La cavité qui a servi à la mesure avait $0^{mm},00964$ de grand axe et $0^{mm},0066$ de petit axe. Le côté du cube de sel marin était de $0^{mm},00214$, et la libelle avait $0^{mm},00187$ de diamètre. De son côté, M. Sorby a évalué à 356° la température à laquelle avait dû se consolider le quartz du trachyte des îles Ponza.

Inclusions secondaires — Toutefois il importe de faire, à l'égard des inclusions liquides, une remarque importante ; elles peuvent quelquefois se dévelop-

(1) Fouqué et Michel-Lévy, *Minéralogie micrographique*, p. 140.
(2) *Mémoire sur les roches plutoniennes de la Belgique et de l'Ardenne.*

Digitized by Google

per, *postérieurement à la consolidation des roches*, par suite d'un phénomène d'altération. Ainsi il résulte des études de M. Whitman-Cross (1) que, dans la décomposition du gneiss de la Bretagne, le feldspath plagioclase apparaît d'abord au microscope comme rempli d'aiguilles cristallines qui, sous un fort grossissement, se résolvent en *files alignées d'inclusions liquides;* dans les parties très décomposées, ces files d'inclusions sont remplacées par de véritables aiguilles d'une substance solide, qui n'est autre que la wollastonite ou silicate de chaux. De même, dans beaucoup de roches, à côté de cristaux de quartz d'ancienne consolidation, on voit d'autres masses de quartz formé par décomposition des minéraux silicatés voisins, et ce quartz, dit *quartz de corrosion*, contient aussi de petites inclusions. Il est évident que le liquide de ces dernières peut fournir des indications sur les circonstances de l'*altération* de la roche, mais non sur celle de sa *formation*.

§ 4

ÉLÉMENTS DE LA CLASSIFICATION DES ROCHES

Composition chimique. — Toute roche d'origine interne résulte de la solidification d'un magma, primitivement liquide ou pâteux, cette solidification s'étant opérée d'ailleurs, dans chaque cas particulier, sous l'empire d'un ensemble déterminé de conditions physiques extérieures. Si ces conditions peuvent modifier puissamment la forme et, jusqu'à un certain point, l'espèce des minéraux constituants, il n'en est pas moins vrai que leur action s'exerce uniquement dans les limites permises par la nature même du magma. C'est donc cette nature, c'est-à-dire la *composition chimique*, qui mérite de former l'élément fondamental de la classification des roches.

Mais en raison de la grande simplicité qui caractérise la plupart des minéraux du groupe des silicates, cette composition doit être envisagée à un point de vue très général. Or une masse fluide de forme originairement sphérique devant, si rien n'y met obstacle, se partager en couches homogènes de densité croissante à partir de la surface, il est naturel de chercher la caractéristique de la composition des couches dans l'élément qui détermine leur plus ou moins grande légèreté spécifique. Cet élément est la silice et comme, d'ailleurs, il joue, dans la constitution des silicates, le rôle d'un acide, nous sommes ainsi ramenés à la distinction, depuis longtemps formulée par Élie de Beaumont (2), des roches *acides* ou légères et des roches *basiques* ou lourdes, les premières étant caractérisées par l'existence de la silice en liberté, tandis que, dans les dernières, apparaissent les minéraux de grande densité, formés par l'union de la silice avec des bases métalliques, principalement avec les oxydes du fer.

(1) Tschermak's *Mineralogische Mittheilungen*, 1880, p. 369.
(2) *Note sur les émanations volcaniques et métallifères.*

Digitized by Google

A cette division, nous en ajouterons une troisième, celle des roches que M. Michel-Lévy a appelées *intermédiaires* (1) et que nous désignerons par l'épithète de *neutres* (2), qui concorde mieux avec le principe chimique de la classification. Si le groupe des roches neutres comporte d'inévitables incertitudes de délimitation, on verra, dans la suite, qu'il n'en constitue pas moins une famille très naturelle.

Roches acides, Roches basiques, Roches neutres. — Une roche est *acide* lorsqu'elle contient, dans sa pâte fondamentale, de la silice en excès. Il suffit pour cela que la proportion de silice de cette pâte dépasse ce qui convient aux feldspaths les plus acides, c'est-à-dire à l'orthose (65 ou 66 %) ou à l'albite (68 ou 69 %). La silice en excès est obligée de s'individualiser et la manière dont elle le fait introduit, entre les roches de cette famille, de précieux éléments de distinction.

Une roche est *basique* quand sa teneur en silice est voisine de celle des silicates les plus basiques, c'est-à-dire comprise entre 40 et 55 %.

Enfin les roches *neutres* ou *intermédiaires* sont celles dont la pâte renferme de 55 à 65 % de silice.

On remarquera que les qualifications qui précèdent ne sont appliquées qu'à la *pâte* des roches. En effet, l'expérience nous apprend que beaucoup de roches, au moment où elles arrivent au jour, peuvent entraîner avec elles des cristaux tout formés. De la sorte, il est possible qu'un mélange, basique dans l'ensemble, se solidifie en conservant dans sa masse des cristaux de quartz d'ancienne formation. Évidemment ces minéraux entraînés ne doivent pas servir à caractériser la roche et c'est au *magma de consolidation*, c'est-à-dire à la *pâte*, qu'il faut avoir égard pour démêler les circonstances chimiques de l'épanchement.

Il va de soi que les trois classes de roches qui viennent d'être définies ne sont pas séparées par des limites tranchées et que bien souvent il sera permis d'hésiter à l'égard de celles qui sont placées sur les confins de la série intermédiaire. Mais ce sont là des difficultés inévitables dans toute classification, surtout quand il s'agit de roches, c'est-à-dire de pâtes composées, pour lesquelles la notion d'*espèce* ne saurait avoir la même rigueur que pour les minéraux isolés.

Il est bon de noter que la *Magnétite* ou *Fer oxydulé* et la *Pyrite* se rencontrent très fréquemment dans les roches basiques; il en est même qui contiennent du *Fer* à l'état *natif*, ainsi que du *Chrome*, du *Nickel* et de la *Pyrite de cuivre*. Ainsi, tandis que les roches acides, que leur légèreté amenait à la surface, s'y sont généralement saturées d'oxygène, les roches basiques, plus lourdes et maintenues dans des régions plus profondes, paraissent s'être développées au sein d'un milieu réducteur. La conséquence est que les roches acides offrent des teintes claires ou quelquefois brunes par suroxydation du fer, tandis que les roches basiques ont une couleur foncée qui varie du vert au noir.

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 199.

(2) Déjà employée par Elie de Beaumont dans sa *Note sur les émanations volcaniques et métallifères*

Digitized by Google

En 1851, Bunsen, reconnaissant la justesse de la division des roches en acides et basiques, avait imaginé de les faire dériver toutes du mélange, en proportions diverses, de deux pâtes spéciales, provenant de foyers séparés. Le maximum d'acidité étant offert par certains trachytes, tandis que les types les plus basiques se rencontrent parmi les variétés riches en pyroxène, Bunsen avait donné à la pâte acide le nom de *pâte normale trachytique* et à l'autre celui de *pâte normale pyroxénique*. La première devait renfermer de 67 à 76 % de silice, avec un rapport de 5 : 1 entre l'oxygène de la silice et celui des bases; la seconde contenait de 47 à 48 % de silice et son rapport d'oxygène était 3 : 2.

Il est superflu d'insister sur le caractère artificiel de cette conception. Ainsi que le faisait remarquer, dès 1853, Sartorius de Waltershausen, les roches d'épanchement ne doivent pas provenir de foyers distincts, mais bien de couches inégalement profondes du magma fluide et si l'on peut, à la rigueur, exprimer la composition de chacune d'elles en fonction de deux types extrêmes arbitrairement choisis, il n'y a là qu'un pur exercice de calcul chimique, dépourvu de toute sanction expérimentale.

Age relatif des roches. Série ancienne, série moderne. — Cela posé, il résulte des observations géologiques (et le fait a été bien mis en lumière par M. Michel Lévy) que les roches d'origine interne forment, dans l'histoire du globe, deux grandes séries, d'importance très inégale. La première a marqué les temps primaires ainsi que le début de la période secondaire; puis est intervenue comme une ère de silence dans le jeu des éruptions et les périodes jurassique et crétacée semblent s'être écoulées sans que l'apparition de roches éruptives vînt interrompre la succession des sédiments. C'est avec l'ère tertiaire que l'activité interne paraît s'être réveillée, pour continuer à se manifester jusqu'à nos jours. Il y a donc, dans chaque groupe de roches, une série *ancienne* ou *anté-jurassique* et une série *moderne* ou *post-crétacée*, la seconde n'étant, en général, qu'un écho assez affaibli de la première, en ce qui concerne les roches acides. Pour ce motif, bien qu'il soit peut-être prématuré d'introduire à cette place une division chronologique dont les preuves ne seront fournies que plus tard, nous croyons devoir, à l'exemple de MM. Michel-Lévy, Fouqué et Rosenbusch, adopter pour la description des roches leur séparation en deux séries. Cette manière de faire est d'ailleurs justifiée aussi bien par la succession des roches dans le temps que par l'ensemble de leurs caractères distinctifs et notamment par ce fait que, dans la série récente, le type basique et le type vitreux tendent sensiblement à prédominer. La prédominance du mode vitreux s'accuse même d'une façon très remarquable jusque dans la constitution des éléments cristallins. Ainsi, dans la série ancienne, le feldspath, orthose ou plagioclase, est tantôt mat, tantôt adulaire, mais toujours conforme, pour chaque espèce, au type minéralogique fondamental. Au contraire, dans la série moderne, l'orthose est presque toujours représenté par sa variété vitreuse, la *sanidine* et très souvent les autres feldspaths offrent un aspect vitreux si caractérisé que, pour les désigner en bloc,

Digitized by Google

M. Tschermak a cru pouvoir proposer le nom de *microtine*, représentant la manière d'être vitreuse du plagioclase. Pour le dire en passant, les feldspaths vitreux, non seulement par leur état de fendillement, mais par les modifications que leurs éléments optiques ont subies, semblent indiquer une action plus exclusivement calorifique que celle qui a présidé au développement des variétés non vitreuses.

Si la distinction de la série ancienne et de la série moderne nous semble devoir être introduite dans une description de l'ensemble des roches éruptives, il convient néanmoins de poser une réserve, nécessitée par l'imperfection actuelle de nos connaissances de détail. La détermination de l'âge exact d'une roche est, comme nous le verrons plus tard, sujette à de très grandes difficultés, que le progrès continu des observations géologiques est seul en mesure de lever. Or il est certains types, peu nombreux heureusement, dont il serait aujourd'hui difficile d'affirmer s'ils appartiennent à l'une ou à l'autre des deux séries, leur apparition ayant lieu dans des régions très disloquées, où les rapports de gisement sont d'une appréciation fort délicate. Ces types, que nous aurons soin de signaler à l'occasion, ne pourront donc être classés qu'à titre provisoire; mais il ne nous a pas semblé que cette difficulté, trop naturelle dans une science à ses débuts, dût faire ajourner l'application d'un principe de classification très fécond.

Importance de la texture. — A la suite des divisions fondées sur la richesse en silice et l'ancienneté relative des roches, il convient de faire intervenir la considération de leur *texture* (1), c'est-à-dire du mode d'association des minéraux constituants. En effet, la manière dont un magma, de composition chimique donnée, prend l'état solide, doit dépendre, à un très haut degré, des circonstances au milieu desquelles s'opère cette consolidation. L'observation nous enseigne à quel point la rapidité du refroidissement, par exemple, influe sur le résultat final. La pression, la vapeur d'eau et certains éléments de nature spéciale peuvent aussi modifier beaucoup les conditions de la cristallisation. Aussi la texture est-elle propre à jeter un grand jour sur les causes qui ont présidé à la formation des roches.

A cet égard, la considération de la texture serait absolument décisive si l'expérience des laboratoires réussissait à imiter tous les produits naturels; car l'analyse des conditions de la reproduction artificielle ferait connaître, avec une extrême probabilité, l'ensemble des circonstances sous l'empire desquelles chaque type s'est produit. La science est déjà entrée dans cette voie, et non seulement on a pu obtenir un assez grand nombre de minéraux cristallisés, par

(1) L'idée de la *texture* ou du *grain* de la roche est ordinairement exprimée, chez les auteurs de l'école allemande, par le mot de *structure*. Mais il nous paraît convenable de réserver cette expression pour les détails d'ordre moins intime qui caractérisent la manière d'être des *épanchements*. Ainsi une coulée de lave peut affecter une structure *prismatique*, *columnaire*, *stratiforme*, *sphéroïdale*, etc., ce qui n'empêche pas le grain de la roche d'avoir sa constitution spéciale. C'est pour cette constitution que, suivant l'exemple donné à l'École des mines par M. de Chancourtois, nous adoptons le mot de *texture*, qui, dans l'espèce, est aussi justifié que peut l'être celui de *tissu cellulaire*, toujours employé pour désigner un assemblage de cellules végétales.

Digitized by Google

voie sèche ou par voie humide, mais MM. Fouqué et Michel-Lévy (1) se sont appliqués avec succès à la reproduction des roches d'origine purement ignée et, en faisant varier les circonstances du refroidissement, ils ont obtenu, dans la texture, des variations correspondantes, dont la comparaison avec les types naturels est fort instructive. Mais, d'une part, ces études ne sont qu'à leur début, et, d'autre part, elles n'ont encore porté que sur la catégorie des roches de fusion ignée. Il faut donc attendre avant de demander à la texture une indication immédiate sur le mode de formation et, provisoirement, se contenter de l'envisager en elle-même, en distinguant les variétés dont elle est susceptible.

Types fondamentaux de texture. — Cela posé, on peut dire tout d'abord que, la matière minérale pouvant prendre deux états, l'état *cristallin* et l'état *amorphe*, il y a, pour les roches, deux *types* fondamentaux de texture, le type *entièrement cristallin* ou *holocristallin* et le type *amorphe*, la première dénomination s'appliquant dans toute sa rigueur à un magma totalement formé de minéraux cristallisés, tandis que la seconde convient à une pâte amorphe, pouvant contenir des cristallites et même quelques microlithes, mais pas de cristaux nettement spécifiés.

Entre ces deux extrêmes se place un type *mixte*, qui comprend les pâtes où une proportion plus ou moins grande d'éléments amorphes est associée à des cristaux bien formés, ainsi que celles où la cristallisation, quoique complète, s'est faite de préférence en éléments *microlithiques*, dont l'alignement dénote une tendance à l'écoulement comme dans les produits nettement fondus.

Le type cristallin a son expression la plus nette dans les granites et peut, de ce chef, recevoir l'épithète de *granitoïde*, tandis que la qualification de *vitreux* s'applique convenablement au type amorphe, représenté dans la nature par les verres naturels, tels que l'obsidienne et le rétinite. Enfin le type mixte étant surtout réalisé dans les trachytes, nous lui donnerons, d'après MM. Fouqué et Michel-Lévy, le nom de type *trachytoïde*.

Observons maintenant qu'il y a, dans la nature, une sorte de répugnance à l'égard de l'état amorphe ; de la sorte, les types absolument vitreux font défaut et, même dans ceux où l'élément amorphe prédomine, il y a toujours quelques microlithes produits, soit pendant la consolidation, soit sous l'influence d'actions ultérieures. Aussi le groupe des roches vitreuses est-il loin d'avoir, dans la pratique, l'importance des deux autres. Néanmoins, il nous a paru que, pour le principe, il était bon de maintenir cet élément de classification.

Variétés du type granitoïde. Textures granitique, granulitique, pegmatoïde. — La texture granitoïde est susceptible de variétés secondaires suivant que les éléments minéraux constitutifs de la roche sont ou ne sont pas également développés. Dans le premier cas, il en résulte une texture qu'on pourrait appeler *homœocristalline*, mais qu'il semble plus convenable de nommer *granitique*, car

(1) *Comptes rendus*, 4 et 18 novembre, 16 décembre 1878. — *Bull. de la Soc. minéralogique de France*, 1879, 1881.

Digitized by Google

elle est, par excellence, celle des granites proprement dits. D'ailleurs si, dans les granites, cette uniformité de développement s'applique à des cristaux facilement visibles à l'œil nu, elle peut aussi régner dans un assemblage de cristaux de très petites dimensions, donnant à la roche une apparence compacte. Nous appliquerons à ce dernier mode le nom d'*euritique* ou *cryptogranitique*, réservant celui de granitique pour les roches *phanérocristallines*, c'est-à-dire à grain cristallin facilement discernable.

Sous le microscope polarisant, la texture granitique ou microgranitique donne des apparences semblables à celles que nous avons décrites en expliquant la figure 111. Mais il y a des cas où les éléments d'une roche entièrement cristalline, au lieu d'être développés en larges plages, conservant la même orientation optique dans le champ du microscope, forment des individus isolés et juxtaposés, dont chacun a son orientation propre. Ce mode de texture, qui rappelle celle d'un grès grenu, a reçu de M. Michel-Lévy (1) le nom de *granulitique*. Il se traduit, sous l'action de la lumière polarisée, par les apparences d'une *mosaïque brillamment colorée*. En effet, chaque grain cristallin étant coupé par le plan de la plaque suivant une direction différente de celle de son voisin, relativement à ses éléments cristallographiques, les circonstances de l'interférence, d'où résultent les couleurs de la polarisation, varient d'un individu à un autre, fussent-ils tous formés de la même substance.

Quand la texture granulitique n'est visible qu'avec le secours du microscope, elle prend le nom de *microgranulitique*. On s'en fera une idée à l'aide de la figure 122, empruntée à M. Michel-Lévy (2), et qui représente un porphyre quartzifère microgranulitique de Luzy (Saône-et-Loire). On voit s'étendre, entre les cristaux de quartz, d'oligoclase et de mica, un véritable pavage en mosaïque, formé de tout petits individus de feldspath et de quartz. Il suffit de restituer par la pensée à ce pavage la bigarrure de couleurs qu'il revêt entre les nicols croisés pour se rendre un compte exact de ce mode intéressant de texture.

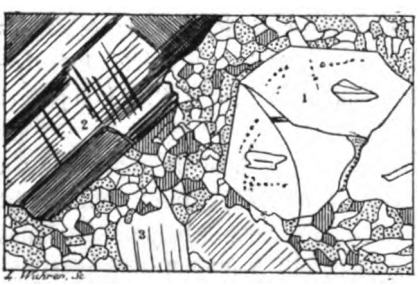

Fig. 122. — Texture microgranulitique du porphyre de Luzy (d'après M. Michel-Lévy). — 1, quartz; 2, oligoclase; 3, mica. Grossissement, 80 diamètres.

Par opposition, il y a des roches granitiques dont les deux principaux éléments (dans ce cas, le quartz et le feldspath) se sont orientés l'un et l'autre de façon uniforme, de telle sorte qu'il n'y a plus, dans le champ d'une plaque mince, que deux couleurs de polarisation, enchevêtrées l'une dans l'autre. Les roches qui réalisent cette disposition ayant reçu le nom de *pegmatites*, nous donnerons à ce mode de texture le nom de *pegmatoïde*, quand il est apparent à l'œil

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, II, p. 177, III, p. 204.
(2) Fouqué et Michel-Lévy, *op. cit.*, pl. X, fig. 1.

Digitized by Google

nu et celui de *micropegmatoïde* quand il ne se révèle qu'avec le secours du microscope polarisant.

La figure 123 représente, d'après M. Michel-Lévy (1), la texture micropegmatoïde du porphyre granitoïde de Boën. Autour d'un grand cristal ancien, le quartz et le feldspath sont venus former des assemblages enchevêtrés. Tandis que, aux nicols croisés, toutes les parties noires de la figure sont éteintes, les parties blanches du haut s'éclairent toutes à la fois d'une même teinte, en même temps que les petits cristaux cunéiformes de l'angle inférieur à droite en prennent une autre.

Fig. 123. — Texture micropegmatoïde (d'après M. Michel-Lévy). — Grossissement, 80 diamètres.

Variétés porphyriques. — Dans le second cas, des cristaux de dimensions relativement considérables sont disséminés au milieu d'une pâte qui peut offrir l'une des textures ci-dessus mentionnées. Ainsi se développe la texture *porphyroïde*, bien caractérisée dans les porphyres d'ornement. Mais comme une roche quelconque, granitoïde, trachytoïde ou vitreuse, peut recevoir cette apparence de la présence de gros cristaux tranchant sur le fond, nous réserverons le mot de porphyroïde pour cette disposition très générale, et nous appellerons *granitoporphyrique*, *trachytoporphyrique* et *vitroporphyrique* les trois variétés de texture résultant de l'association du *facies* porphyroïde avec chacun des trois types fondamentaux. Ces variétés diverses pourront d'ailleurs être subdivisées suivant la manière d'être spéciale de la pâte au milieu de laquelle se développent les cristaux qui font de la roche un porphyre.

Textures du type vitreux. — La texture vitreuse en elle-même est susceptible de plusieurs variétés. Tout d'abord il y a des verres où l'écoulement de la masse fondue s'accuse par la direction que les éléments de la pâte ont conservée, cette direction, dans un verre amorphe, pouvant être mise en évidence par des zones de coloration, des lignes de granules ou des traînées régulières de microlithes. C'est la *texture d'écoulement* ou *fluidale*.

Fig. 124. — Texture perlitique d'un pechstein de Fréjus (d'après M. Michel-Lévy.

Ensuite, dans beaucoup de roches vitreuses, le retrait qui accompagne la solidification fait naître des fentes circulaires ou spiraliformes, dont on voit de beaux exemples dans les rétinites et les perlites. C'est la texture *perlitique* (fig. 124).

Enfin on peut appeler texture *cristallitique* celle des verres en grande partie dévitrifiés par des cristallites comme ceux de la figure 115.

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 190.

Digitized by Google

Textures du type trachytoïde. — La texture mixte ou trachytoïde comprend trois types (1). Dans le premier, l'espèce de lutte qui s'établit entre l'état cristallin et l'état amorphe donne naissance à des globules ou *sphérolithes* d'une matière cristalline radiée, interrompue par des zones concentriques de substance amorphe. C'est la texture *sphérolithique* ou *globulaire*.

Dans le second, la matière mixte forme des traînées nuageuses et offre la composition d'un feldspath sursaturé de silice, comme celui des *pétrosilex*. Une semblable texture s'appellera *pétrosiliceuse*.

Enfin le troisième cas est celui d'une pâte, plus ou moins vitreuse, abondante en microlithes ; c'est la texture *microlithique* (voir la figure 117).

Lorsque la texture sphérolithique se développe en petit, les globules élémentaires, formés de fibres cristallines radiées, donnent lieu, sous les nicols croisés, à un phénomène optique intéressant, que la théorie de la polarisation explique suffisamment. Les globules se montrent traversés par une croix noire, qui se déplace quand on fait tourner l'un des nicols. La présence, dans une roche, de *globules à croix noire* est donc l'indice le plus net de la texture *micro-sphérolithique*.

Il est à peine nécessaire de faire observer que plusieurs variétés de texture peuvent se rencontrer ensemble dans la même roche. Ainsi s'explique la grande diversité des types lithologiques auxquels donne lieu l'association d'un nombre restreint de minéraux.

Ordre de consolidation des éléments. Actions secondaires. — Une considération assez importante est celle de l'*ordre de consolidation* des divers éléments d'une roche. Une pâte encore fluide peut amener au jour des cristaux tout formés et sa propre consolidation est susceptible de s'effectuer en plusieurs *stades*. C'est ainsi que, dans un verre qui se refroidit après la coulée, on voit quelquefois naître des arborisations de cristallites, puis, un peu plus tard, des fentes de retrait qui divisent en fragments les cristallites déjà constitués.

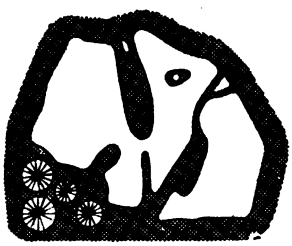

Fig. 125. — Cristal de quartz usé et corrodé, dans une rhyolithe d'Aden, d'après M. Vélain. (L'aspect de la pâte de la rhyolithe a été remplacé par un figuré systématique uniforme, sauf pour ce qui concerne les sphérolithes.)

Les cristaux *anciens*, ou de formation antérieure à la consolidation de la pâte, se reconnaissent à ce que souvent ils sont brisés, leurs fragments ayant ensuite été ressoudés, plus ou moins de travers, par le magma. D'autres fois, les dissolvants de ce dernier ont corrodé les cristaux et la pâte a pénétré dans les cavités ainsi produites (fig. 125).

Il y a des cas où l'ordre de consolidation n'est nullement douteux. Ainsi, dans la figure 117, on voit une pâte vitreuse de pechstein porphyroïde, dont les microlithes accusent la texture fluidale. Or les traînées de microlithes changent de direction à la rencontre des gros cristaux, dont elles épousent en

(1) Fouqué et Michel-Lévy, *op. cit.*

Digitized by Google

quelque sorte le contour, comme fait un liquide visqueux quand il s'épanche autour d'un obstacle solide.

Mais souvent l'interprétation des faits prête à de sérieuses difficultés. Tel cristal, qui semble corrodé par un autre, peut s'être moulé autour de ce dernier. Un petit cristal, complètement enclavé dans un plus gros et semblant par suite antérieur à celui-ci, peut être le résultat d'une consolidation tardive au sein d'un premier individu d'abord réduit à son enveloppe.

C'est pourquoi, tout en tenant grand compte des indications données à cet égard par les auteurs, il ne nous paraît guère possible, du moins quant à présent, d'ériger l'ordre de consolidation à l'état de donnée caractéristique pour la spécification des roches.

Enfin il est un autre élément dont l'appréciation n'est pas moins délicate ; il s'agit des minéraux qu'on peut attribuer à des *actions secondaires*, c'est-à-dire très postérieures à la consolidation de la roche et produites par *métamorphisme* ou altération sur place de certaines parties constituantes. Nous sommes de ceux qui pensent que l'action de ce facteur ne doit pas être exagérée et qu'en dehors de certains cas très nets d'*épigénie* ou de *pseudomorphisme*, qui d'ailleurs ont pu se produire au moment même de la consolidation des roches, il convient, jusqu'à nouvel ordre, de ne pas faire une trop grande place aux actions secondaires.

Minéraux dominants. — En revanche, l'indication de certains minéraux dominants peut être très utilement employée dans un but de classification, surtout quand il s'agit des roches basiques, beaucoup moins variées dans leur texture que les roches acides. Aussi nous servirons-nous volontiers des mots de *famille du péridot*, *famille de l'amphibole*, etc., pour désigner certaines classes importantes de roches qui tirent leur principale caractéristique de la présence du péridot, de l'amphibole et autres silicates analogues.

La spécification des espèces minérales dominantes est du reste un moyen simple de préciser le caractère chimique d'une roche plus qu'on ne peut le faire par l'emploi des mots acide, basique ou neutre. En effet, d'une manière générale et sauf quelques types exceptionnels, on peut dire que toute roche d'origine interne est formée de deux sortes d'éléments, les uns *feldspathiques* ou *acides*, généralements *blancs* ou de teinte claire, les autres *basiques* et *noirs* ou de teinte foncée. Or l'indication de l'élément blanc dominant, suivant que cet élément est l'orthose ou un plagioclose, fait connaître si c'est la potasse ou bien la soude et la chaux qui l'emportent parmi les oxydes légers, tandis que la mise en évidence de l'élément noir (mica noir, amphibole, pyroxène, péridot), qui peut être ferro-magnésien ou ferreux et calcarifère, ou simplement magnésien, apprend à connaître celle des bases lourdes qui est prépondérante.

Difficultés de la classification des roches. Idée générale du système adopté. — Nous ajouterons qu'à un moment où la pétrographie, longtemps paralysée faute de moyens suffisants d'information, vient à peine de prendre son

Digitized by Google

essor, nous ne saurions avoir la prétention d'offrir ici une classification qui puisse être exempte de toutes critiques. Nombre de savants distingués se sont déjà essayés à cette tâche et il suffit de constater à quel point leurs vues sont souvent divergentes pour apprécier les difficultés d'une telle entreprise. Le mode de groupement auquel nous nous arrêterons, en grande partie inspiré par les travaux de MM. Michel-Lévy, Fouqué et Rosenbusch, offrira du moins l'avantage de respecter, mieux que les autres, les *analogies de gisement*, en évitant de confondre dans un même groupe, sur la foi de certaines ressemblances minéralogiques, des roches aussi différentes par leur âge que par leur fonction dans l'écorce du globe.

Les roches d'origine interne forment à nos yeux une série parfaitement ordonnée, où les principaux caractères de chaque groupe témoignent d'une modification progressive dans les conditions de la consolidation. Il est vrai que plusieurs savants professent l'opinion que des roches identiques peuvent avoir été produites à des époques très éloignées les unes des autres. Mais pour que cette identité ait lieu à la fois dans la composition chimique, dans la composition minéralogique et dans la texture, il faut d'une part que le magma liquide soit demeuré invariable, d'autre part que les conditions extérieures de sa consolidation n'aient pas varié. Or ce serait mal connaître la marche progressive des événements dont l'écorce terrestre a été le théâtre, que d'admettre en principe la possibilité habituelle d'une pareille invariabilité. Que le fait se soit présenté plus d'une fois, nous ne prétendons pas le nier; mais nous pensons qu'il en a été autrement dans la plupart des cas. L'art du pétrographe doit précisément consister à savoir reconnaître ces menues différences qui séparent deux roches d'apparence analogue, comme l'habileté du paléontologiste consiste à ne pas confondre deux espèces d'âge très différent, quoique très voisines l'une de l'autre par leurs caractères extérieurs.

Exposé des recherches de M. Sorby. Perles vitreuses artificielles. Laitiers. — Pour démontrer qu'il ne s'agit pas là d'une vue théorique conçue *a priori*, mais bien d'une notion qui s'impose, en quelque sorte, comme le résultat d'une expérience très générale, nous ne croyons pouvoir mieux faire que d'exposer, pour terminer cet aperçu, les vues auxquelles de consciencieuses observations ont récemment amené le fondateur même de l'étude microscopique des roches, M. Clifton Sorby.

Désireux d'apprécier à leur valeur la signification des inclusions et celle des diverses manières d'être de la cristallisation dans les roches d'épanchement, M. Sorby (1) s'est livré à une série d'études comparatives sur la texture des roches naturelles, d'une part, et celle des produits artificiels des laboratoires et des fourneaux métallurgiques, d'autre part.

Les premières expériences de l'auteur ont porté sur les perles vitreuses qu'on

(1) *British Association*, 1880. — *Geological Magazine*, 1880, p. 468.

Digitized by Google

obtient en fondant au chalumeau, avec le borax, des oxydes métalliques. Si l'on sature les perles et qu'on varie les conditions de leur refroidissement, il est aisé de faire naître des circonstances très diverses et de constater chaque fois, avec le microscope, les résultats produits. Or on observe que, dans ces expériences, il est très rare qu'il se forme des petits cristaux simples et solides. La production la plus constante et la plus caractéristique est celle de *squelettes cristallins*; ces squelettes sont composés de tout petits individus, assemblés de manière à simuler des arborisations ou des ramifications en éventail et rentrant dans les *cristallites* et *trichites* si bien étudiés par Vogelsang. En outre, de nombreuses aiguilles isolées, de la même nature, sont disséminées dans la masse.

L'étude des laitiers de fourneaux a montré à M. Sorby que, sauf dans quelques cas exceptionnels, les cristaux bien formés y étaient très rares. En Angleterre, où l'on emploie rarement des fondants pour la fabrication de la fonte, les laitiers ne renferment jamais de feldspath, mais on y trouve une variété de pyroxène en cristaux. Comme dans les perles de borax, les squelettes de cristallites abondent, affectant les formes les plus variées.

Roches volcaniques. — Si des laitiers on passe aux produits de la fusion artificielle, avec refroidissement lent, des roches naturelles telles que le basalte, on observe que la matière obtenue est bien, comme celle qui lui a donné naissance, entièrement composée de cristaux, appartenant aux mêmes espèces minérales. Mais ces cristaux n'ont plus la même forme et affectent d'autres dispositions; ils sont sensiblement plus petits et manifestent une tendance marquée à se grouper à la manière des cristallites. Si donc, sous l'influence d'une fusion sèche, la composition minéralogique de la roche n'a pas varié, du moins sa texture s'est considérablement rapprochée de celle des laitiers et des perles vitreuses.

Cela posé, les roches d'origine volcanique, c'est-à-dire celles de la série que nous avons appelée moderne, ne laissent que très exceptionnellement voir des squelettes cristallins élémentaires. A l'exception de l'obsidienne, qui est un verre de même texture que les laitiers, le fait dominant est la tendance au développement de grands cristaux simples et bien définis. Jamais, dans ces roches, l'augite ni la magnétite n'ont été rencontrés en squelettes de cristallites. Cela ne veut pas dire que ces roches volcaniques n'aient pas été fondues. Bien au contraire, la plupart contiennent des inclusions vitreuses parfaitement caractérisées, c'est-à-dire de véritables *verres* dont l'état primitif de fusion ne peut faire l'objet d'aucun doute. Mais il est permis d'en conclure que la fusion ignée de ces roches a été entourée de conditions extérieures propres à influer notablement sur le résultat final.

On pourrait croire que la principale de ces conditions a été la lenteur du refroidissement et attribuer la formation des cristallites à une solidification brusque; mais l'observation prouve que certaines roches naturelles, au contact des terrains

Digitized by Google

encaissants, qui ont certainement dû amener un refroidissement rapide, se sont bornées à prendre un grain beaucoup plus fin, sans se rapprocher en aucune façon de la texture des verres. L'influence de la masse ne paraît pas non plus de nature à se manifester dans ce sens. Il faut donc admettre autre chose et M. Sorby cherche ce facteur inconnu dans l'action de la vapeur d'eau. Cette vapeur, qui se dégage si abondamment dans les éruptions volcaniques, ne peut manquer, avant de s'échapper, d'agir puissamment sur le mode de développement des cristaux. M. Daubrée a d'ailleurs obtenu, par l'action de l'eau surchauffée, des cristaux d'augite ayant les caractères de l'augite des volcans et non ceux du pyroxène qu'on observe dans les laitiers et les verres. C'est pourquoi, tout en reconnaissant que cette hypothèse n'est encore que plausible et doit attendre de l'expérience sa sanction définitive, M. Sorby la propose comme une explication admissible des faits.

Roches granitoïdes. — Les roches de la famille granitique, c'est-à-dire les roches acides de la série ancienne, sont entièrement formées de cristaux individualisés. Si l'on soumet une d'entre elles, par exemple la syénite des environs de Leicester, à une fusion ignée, suivie d'un refroidissement lent, on voit naître, tant pour le feldspath que pour la magnétite, des cristallites bien accentués et il n'y a plus de cristaux solides de feldspath, de quartz ni d'hornblende. D'ailleurs il est aisé de constater que, dans la roche à l'état naturel, le quartz est parsemé d'inclusions liquides, attestant qu'au moment de la consolidation de ce minéral l'eau était présente, soit sous forme liquide, soit à l'état de vapeur assez fortement comprimée pour se condenser ensuite en un volume d'eau presque égal au sien. On sait de plus que l'eau des inclusions de certains granites est sursaturée de chlorures alcalins. Quant au feldspath, sa consolidation paraît avoir eu lieu bien au-dessus du point critique de l'eau, c'est-à-dire à une température dépassant celle à laquelle l'eau peut rester liquide, quelle que soit la pression. Le feldspath a gardé dans son intérieur de la vapeur fortement comprimée et relativement exempte de sels solubles ; tandis que le quartz s'est solidifié alors que l'eau était déjà liquide et avait pu se saturer d'alcalis.

M. Sorby a étudié les roches porphyriques de Cornouailles, qui offrent des passages assez caractérisés entre les granites et les roches compactes. Sa conclusion est qu'on ne saurait attribuer l'état granitique à une modification survenue, après coup, dans la cristallinité d'une pâte primitivement vitreuse. Il serait impossible d'expliquer par là cette profonde différence entre les cristaux des deux séries, dont les uns contiennent des inclusions vitreuses et les autres des inclusions liquides.

Résumé. — En résumé, M. Sorby pense que les caractères fondamentaux de la texture dans les roches peuvent être exprimés par la série ascendante qui suit :

1. Squelettes de cristallites.
2. Cristallites en éventail.
3. Inclusions vitreuses.
4. Cristaux définis.
5. Inclusions liquides.

Digitized by Google

Cela posé, si l'on cherche les combinaisons qui dominent dans les divers types de roches, on trouvera les formules que voici :

Type des laitiers	1 et 2
	2 et 3
Série volcanique	2 et 3
	3 et 4
Série granitique..	4 et 5

Il y a d'ailleurs un passage graduel entre les divers termes de ces séries. Mais il est évident que les termes extrêmes correspondent, l'un à la prépondérance de l'*action ignée sèche*, l'autre à celle de l'*eau*, à l'état liquide et sous pression.

Telle est l'importante conclusion qui se dégage des études de M. Sorby. Elle est précieuse à recueillir, pour montrer que les roches anciennes ne sont pas, comme on l'a cru quelquefois, le résultat d'une modification lente, opérée à travers les siècles, sur des produits primitivement identiques avec ceux que rejettent aujourd'hui les foyers éruptifs en activité.

CHAPITRE II

GROUPE DES ROCHES ACIDES

Importance du mode d'individualisation de la silice en excès. — Les roches acides empruntent à la présence de la silice en excès un intérêt spécial, que les travaux de M. Michel-Lévy ont bien mis en lumière (1). La façon dont cet excès s'individualise peut être regardée comme caractéristique du mode de formation de chaque type et comme un précieux indice des conditions au milieu desquelles la séparation des éléments a eu lieu. Or nous verrons la silice de la pâte s'isoler, dans les granites, d'abord en quartz largement cristallisé, puis en grains quartzeux confusément disséminés au milieu du feldspath. Dans les porphyres, c'est encore du quartz qui s'isole au début, mais seulement en grains microscopiques et bientôt on devine, plutôt qu'on ne la constate, la présence du quartz à certaines apparences de polarisation. Puis la dégénérescence continue et l'on acquiert la certitude qu'une partie de la silice en excès est demeurée sous la forme amorphe ; enfin cette forme prédomine dans la série vitreuse, et c'est à peine si aux masses amorphes de matière pétrosiliceuse s'associent çà et là des filets de calcédoine.

Cela posé, la succession qui vient d'être indiquée est justement conforme à l'ordre chronologique d'apparition des roches. On en peut donc tirer cette con-

(1) Voir surtout : *Note sur la structure des roches acides anciennes* in *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 199, et *Annales des Mines*, VIII, 1875, p. 557.

Digitized by Google

clusion, déjà formulée avec une rare sagacité par Élie de Beaumont (1), que, depuis le début, *la puissance chimique* déployée dans la formation des roches a toujours été en diminuant; cette diminution atteste d'ailleurs l'affaiblissement progressif des dissolvants, car il est difficile d'attribuer à une autre cause la netteté d'individualisation dont la silice a fait preuve dans les roches les plus anciennes.

§ 1

SÉRIE ANCIENNE

A. *TYPE GRANITOÏDE*

Mode granitique. Granite. — Le *Granite* est un agrégat de cristaux définis, entourés par une pâte également cristalline, de telle sorte qu'au premier abord, et sans le secours du microscope polarisant, la distinction de deux catégories d'éléments serait impossible.

Les minéraux essentiels du granite sont le quartz, le feldspath et le mica; mais si on les classe suivant l'ordre d'apparition et qu'on y joigne les espèces assez communément associées, on a la série suivante :

I (2). Mica noir, oligoclase, orthose et, accessoirement, hornblende, sphène, apatite, magnétite parfois titanifère.

II. Orthose, microcline et albite, quartz.

L'apatite, que le microscope seul permet de distinguer, est généralement concentrée dans les cristaux de mica, sous la forme de petits prismes hexagonaux.

Le quartz existe très rarement à l'état de cristaux anciens; il forme, à l'œil nu, de gros grains vitreux, à contours irréguliers, le plus souvent grisâtres ou enfumés, et au microscope, des plages étendues, se moulant autour de tous les autres éléments cristallins, ce qui prouve que ce minéral s'est consolidé le dernier.

Parmi les feldspaths anciens, l'oligoclase est ordinairement plus altéré que l'orthose, qui forme souvent de beaux cristaux mâclés, d'un rose de chair. L'orthose récent se distingue par l'étendue de ses plages et l'uniformité de leur orientation optique.

Le mica est en paillettes hexagonales ou en lamelles ondulées, dont la couleur est le noir, le brun tombac ou le vert noirâtre.

Les inclusions vitreuses font défaut dans les granites; en revanche, les inclusions liquides à bulles mobiles abondent dans le quartz, au point de lui donner

(1) *Note sur les émanations volcaniques et métallifères.*

(2) Le chiffre I s'appliquera dorénavant aux cristaux anciens ou en débris et le chiffre II aux éléments de la pâte, cette distinction étant empruntée à la *Minéralogie micrographique* de MM. Fouqué et Michel-Lévy. L'étymologie des principaux noms de roches est indiquée d'après M. Daubrée (*Classification des roches du Muséum*, 1867). Quant au genre, masculin ou féminin, au sujet duquel les auteurs ne sont pas d'accord, on a choisi la solution la plus habituellement acceptée.

Digitized by Google

parfois un aspect laiteux. Le liquide de ces inclusions est tantôt de l'eau pure, tantôt une solution saline aqueuse, tantôt un gaz condensé qui paraît être l'acide carbonique. Quelquefois deux liquides différents existent ensemble dans une même inclusion, mais sans se mélanger.

Le rapport du volume des libelles à celui des liquides peut être très variable dans un même grain de quartz. On conçoit d'ailleurs que les fissures capillaires dont beaucoup de cristaux sont traversés aient pu modifier les conditions primitives des gaz et des liquides enclavés. Dans le granite rose de Baveno, on remarque que les inclusions sont particulièrement allongées et ont leurs grands axes parallèles (1).

Le granite dit de Vire, exploité dans le Calvados, le Cotentin, l'Ille-et-Vilaine et employé pour les trottoirs de Paris, le granite à pavés de Limoges, de Guéret, celui des Vosges près de Remiremont, de Manzat dans le Puy-de-Dôme, sont de bons types de granite commun ou à grain fin. Mais il y a aussi des granites à grands cristaux comme le granite de Cherbourg et celui de Gelles et de Saint-Quentin du Puy-de-Dôme. Quelquefois la dimension des éléments est assez grande pour que la roche prenne le nom de *granite à grandes parties* (*Riesengranit*).

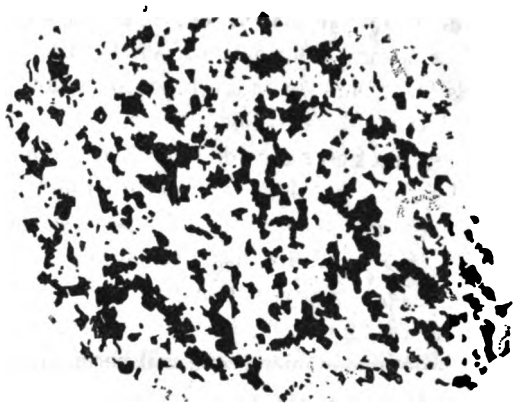

Fig. 126. — Texture du granite proprement dit (d'après Kjeruif).

Les auteurs allemands donnent le nom de *granitite* au granite qui contient à la fois de l'orthose et de l'oligoclase ; ce serait, quant à l'étendue occupée sur le globe, le plus important des membres de la famille granitique. Une variété de granitite à aspect globulaire est connue en Scandinavie sous le nom de *Rappakiwi*. Mais le nom de granitite a été aussi appliqué à des roches que les géologues français ont rangées dans la grande famille des porphyres quartzifères.

Le *granite porphyroïde* est celui dans lequel de grands cristaux de feldspath, ayant parfois jusqu'à 10 centimètres de longueur, tranchent sur le reste de la pâte. (Bretagne, Pyrénées, etc.)

Le granite est *gneissique* quand les éléments manifestent une certaine tendance à l'orientation. A ce point de vue, il est parfois très difficile de distinguer certains granites à mica nettement orienté des *gneiss* que nous apprendrons à connaître en parlant de la primitive écorce. Plusieurs roches, tout d'abord rangées dans cette dernière catégorie, ont été ultérieurement reconnues pour des roches

(1) Rosenbusch, *Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine*, p. 9.

Digitized by Google

d'épanchement. La composition intrinsèque du gneiss et du granite étant identiquement la même, cette incertitude de délimitation n'a rien qui puisse surprendre et c'est à l'étude des circonstances du gisement que la solution doit être demandée dans chaque cas particulier, si tant est que la distinction des deux roches soit toujours possible.

Les figures 126 et 127, empruntées à M. Kjerulf (1), permettent d'apprécier la différence de texture du granite proprement dit et du granite gneissique ou gneiss granitoïde. Dans l'une comme dans l'autre les parties noires correspondent au quartz, tandis que les espaces blancs représentent les parties occupées par le feldspath et l'élément micacé.

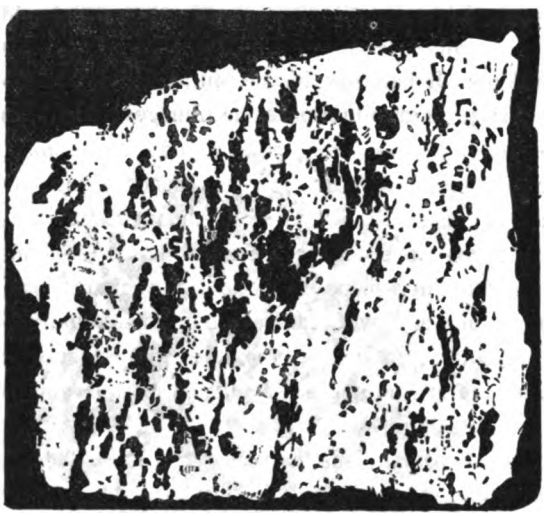

Fig. 127. — Texture du granite gneissique ou du gneiss granitoïde (d'après Kjerulf).

On dit enfin que le granite est *euritique* quand son grain est assez fin pour que la loupe soit nécessaire à la distinction des éléments constituants. Cette variété est la limite de ce que Delamétherie appelait la *granitelle*.

Il arrive souvent que l'amphibole hornblende prenne part à la constitution normale d'un granite au point d'y remplacer le mica. Il en résulte un *granite amphibolique*, parfois désigné sous le nom de *granite égyptien* ou syénite (2). D'autres fois le mica fait place à un minéral verdâtre, qu'on a pris d'abord pour du talc, mais qui paraît être de la chlorite et ainsi se forme un *granite chloriteux* qui n'est autre chose que la *protogine* (3) du mont Blanc et de l'Oisans. Mais, d'après les études récentes de M. Michel-Lévy, il paraît que c'est à la granulite que cette dernière roche doit être rattachée à titre de variété.

Si l'on considère les éléments du granite sous le rapport de leurs proportions relatives, on trouve que c'est ordinairement le feldspath qui domine; ensuite vient le quartz et, en dernier lieu, le mica.

(1) *Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen*, Bonn, 1880, figures 229 et 236.

(2) Il est bien vrai que la dénomination de *syénite* a été employée par Pline pour la roche de Syène en Égypte, qui est un granite amphibolique. Mais l'usage a prévalu de réserver, comme l'a fait Werner, ce nom pour une roche d'orthose et d'amphibole que nous étudierons plus loin.

(3) Ce nom a été créé par Jurine à l'époque où en raison de sa situation dans le massif du mont Blanc, la protogine était considérée comme la plus ancienne des roches.

Digitized by Google

Une moyenne de nombreuses analyses donne, pour la composition normale du granite, les résultats suivants (1) :

Silice.....	72,00	Chaux.....	1,50	Soude.....	2,50
Alumine.....	16,00	Oxyde manganeux.....	0,50	Eau.....	1,00
Oxyde ferreux	1,50	Potasse..... ...	6,50		

La densité du granite se tient entre 2,59 et 2,73. Sa résistance à l'écrasement varie depuis 500 jusqu'à 1500 kilogrammes par centimètre carré.

Mode granulitique : 1° Granite à mica blanc. — Lorsque le quartz, au lieu de former des plages étendues, tend à se concentrer en grains au milieu du feldspath, il en résulte un type granitique remarquable en général par sa teinte claire et son peu de cohésion, la kaolinisation de son feldspath, l'abondance du mica blanc-d'argent, enfin les formes extérieurement cristallines de son quartz. C'est ce qu'on a nommé tantôt *granite à mica blanc* (2) ou *à deux micas*, tantôt *granite à étain* (3), parce que cette roche est, par excellence, le siège des gisements stannifères. La texture de ce granite est un acheminement manifeste vers celle des véritables granulites, comme en témoigne l'apparence de mosaïque brillamment colorée qu'il offre sous le microscope polarisant. On y distingue :

I. Mica noir, oligoclase, orthose, quartz bipyramidé ; accessoirement, tourmaline, émeraude, zircon, topaze, sphène, amphibole, grenat, apatite, magnétite.

II. Orthose, microcline et albite, quartz granuleux, mica blanc ; accessoirement, oligoclase.

Le type du granite à mica blanc s'observe dans la Creuse et la Haute-Vienne, notamment dans la chaîne de Blond et aussi dans la Corrèze, entre Tulle et Egletons. C'est cette roche qui constitue le rocher du mont Saint-Michel, ainsi que plusieurs filons dans le Cotentin et d'importants massifs en Cornouailles, etc.

Une des particularités du granite à mica blanc est la nature exceptionnelle des minéraux enclavés ; tout d'abord le mica blanc est riche en fluor et en même temps lithinifère : le fluor se retrouve aussi dans la topaze, l'apatite et la tourmaline, laquelle contient également de l'acide borique ; enfin l'acide titanique se rencontre dans le sphène et l'acide phosphorique dans l'apatite. La roche qui nous occupe est donc particulièrement riche en dissolvants. Or cet effet s'exagère encore dans la pegmatite, dont il sera question tout à l'heure.

Il convient de signaler le lien étroit qui rattache au granite à mica blanc la roche de quartz et de mica, également liée aux gisements stannifères, qu'on appelle *Hyalomicte* ou *Greisen* et qui n'est qu'un granite à mica blanc privé de feldspath.

La *Tourmalinite* (*Hyalotourmalite* de Daubrée ou *schorlfels*), formée de quartz et de tourmaline, est aussi une variété secondaire du type que nous venons de décrire. Du reste, la tourmaline est assez caractéristique de beaucoup de granites à mica blanc pour qu'on leur ait donné le nom de *granites tourmalinifères*.

(1) Roth in Von Lasaulx, *Petrographie*, p. 328.
(2) Mallard. *Carte géologique de la Haute-Vienne*, 1869.
(3) Jokély, *Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt*, 1856.

Digitized by Google

2° Granulite, Protogine. — Nous donnerons, avec M. Michel-Lévy, le nom de *Granulite* (1) à une variété de granite à mica blanc, à grain généralement plus fin que ce dernier et qui, à l'œil nu, paraît composée quelquefois de feldspath et de quartz sans mica, quelquefois de feldspath seul, bien que le quartz microscopique y soit très fréquent, ainsi que le mica blanc. La couleur dominante des granulites est le rose-chair. Le quartz y présente de nombreuses inclusions, souvent dihexaédriques, quelques-unes avec bulles mobiles.

De bons types de granulites s'observent dans le Morvan (Lormes, Cervon) à Coudes (Puy-de-Dôme), au Tombeau de Pontgibaud, etc. On conçoit du reste qu'il soit très difficile de tracer une limite nette entre ce groupe et celui des granites à mica blanc, auquel il se relie insensiblement et avec lequel il partage la propriété d'offrir, à la lumière polarisée, l'aspect d'une brillante mosaïque.

De même qu'il y a des granites gneissiques, de même il paraît y avoir des granulites auxquelles l'alignement des feuillets de mica donne une texture rubanée très marquée. A cette catégorie appartiendraient, au point de vue purement pétrographique, la plupart des *gneiss rouges* des auteurs. Ces gneiss, caractérisés par la teinte rougeâtre du feldspath, la présence du mica blanc et la faible cohésion de la roche, sont en général plus riches en quartz que le granite ordinaire. En Saxe ils contiennent jusqu'à 76 % de silice. Dans le Var, M. Potier (2) attribue un caractère éruptif à ce *gneiss à mica blanc* ou granulite schisteuse, qui, aux environs de Fréjus, dans la vallée du Reyran, se relie intimement à une granulite massive à grenat, de telle sorte que les deux variétés devraient être considérées comme deux aspects différents d'une seule et même roche. Dans le Morvan, M. Michel-Lévy a signalé la liaison étroite du gneiss rouge avec la granulite et la même chose a lieu en Saxe, où divers observateurs ont établi que le gneiss rouge offrait, par son gisement, les caractères d'une roche éruptive. Seulement, pour M. Michel-Lévy, le gneiss rouge du Morvan et de la Saxe serait le résultat de l'injection d'une granulite entre les feuillets d'un ancien gneiss.

D'après M. Michel-Lévy (3), c'est à la granulite que doivent être rapportées la plupart des roches décrites dans les Alpes sous le nom de *Protogine*. Le quartz y est nettement granulitique et la chlorite, qu'on a prise à tort pour du talc, résulterait de la décomposition du mica. Le mica blanc abonde dans certaines variétés, notamment dans celle de la Bérarde (Isère), où tout le feldspath est du microcline. L'aspect schisteux et bréchiforme de beaucoup de protogines résulterait des efforts mécaniques auxquels elles ont été soumises.

Il est à remarquer, du reste, qu'il n'y a pas de séparation tranchée entre le mode granitique et le mode granulitique. Ainsi le granite de Baveno est granuli-

(1) Cette granulite n'est pas celle des auteurs allemands, qui ont désigné sous ce nom un ensemble de roches stratiformes, faisant partie de la série des terrains cristallins de la croûte primitive, mais ayant, du reste, la même composition que notre granulite et auxquelles nous réserverons le nom de *leptynites*.

(2) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 606.

(3) *Minéralogie micrographique*, pl. II.

Digitized by Google

tique par son quartz et pourtant ne se relie pas à la catégorie des granites à mica blanc, dans laquelle il paraît également bien difficile de faire rentrer la plupart des protogines. En particulier, dans les Alpes, ces dernières roches semblent jouer, relativement aux chloritoschistes, le même rôle que le granite relativement aux gneiss.

Mode pegmatoïde. Pegmatite. — La *Pegmatite* est une granulite ou un granite à mica blanc à *grandes parties*, c'est-à-dire très largement cristallisé, et offrant cette particularité que le quartz et le feldspath, de couleur généralement très claire, y ont cristallisé l'un dans l'autre en s'orientant chacun d'un façon uniforme sur de grandes étendues (1). Le mica blanc est concentré en masses sur certains points, tantôt en grandes lames hexagonales empilées, tantôt sous forme de mica palmé (Pyrénées).

La Pegmatite, qui se présente plutôt en filons qu'en massifs, abonde en druses ou cavités, sur les parois desquelles se voient de beaux cristaux d'orthose, de quartz hyalin ou enfumé, de tourmaline et quelquefois d'émeraude. On peut citer, parmi les meilleurs exemples de cette roche, la variété de Bagnères-de-Luchon et quelques types du Puy-de-Dôme, où les prismes hexagonaux de tourmaline ont plus de $0^m,15$ de long.

Parmi les particularités des pegmatites, il y a lieu de mentionner le mélange fréquent de l'orthose récent avec du quartz et de l'albite qui y pénètrent sous la forme d'une multitude de veinules parallèles et équidistantes, donnant au feldspath un aspect marbré caractéristique. Du même ordre est l'association de l'orthose avec le microcline, se révélant au microscope polarisant par des stries à angle droit.

On donne le nom de *Pegmatite graphique* (*Schriftgranit*) ou *hébraïque* (*Lapis judaïcus*) à une variété dans laquelle les petits cristaux de quartz apparaissent sur les clivages de l'orthose sous forme de coins alignés simulant, tantôt des lettres hébraïques, tantôt des caractères cunéiformes (fig. 128).

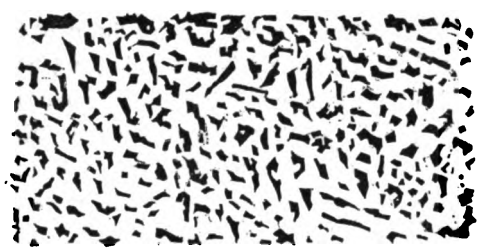

Fig. 128. — Pegmatite graphique d'Hitteroë, en Norvège (d'après Kjerulf).

M. Michel-Lévy (2) a fait la remarque que les textures granitique, granulitique et pegmatoïde semblent trois étapes successives vers la complète séparation, en éléments minéralogiques distincts, du magma formant la pâte des roches acides; dans le premier cas, le quartz et le feldspath récents sont entièrement séparés en grandes plages distinctes; dans le second, le quartz, encore postérieur au feldspath, s'est isolé en grains qui

(1) De là le nom de Pegmatite, dérivé par Haüy du grec *pegma*, exprimant l'idée de pièces fichées dans une pâte.

(2) *Bull. de la Soc. géol., loc. cit.*, p. 228.

Digitized by Google

semblent n'avoir pas eu le temps de se réunir les uns aux autres : dans le troisième, quartz et feldspath se sont pris en masse simultanément. Enfin dans les trois séries, les minéraux constituants sont, presque toujours, nettement visibles à l'œil nu. Tout s'accorde donc à faire soupçonner, dans la grande famille granitique, la plus ancienne en date d'apparition parmi les roches acides, une puissance de cristallisation toute spéciale, en rapport avec l'abondance des inclusions liquides et celle des minéraux exceptionnels.

Mode granitoporphyrique. 1° Elvan. — La combinaison d'une texture porphyroïde avec une pâte *micro-* ou *cryptogranitique* donne lieu, dans les roches acides, à une classe intéressante, qui comprend la majeure partie des *porphyres quartzifères* des anciens auteurs. Ces porphyres, caractérisés en général par la cassure brillante et vitreuse des grains de quartz, qui ressortent sur une pâte d'apparence plus ou moins compacte, forment une remarquable série, dans laquelle on voit se faire toutes les transitions possibles entre le type granitoïde et le type vitreux.

Le premier terme de cette série est le porphyre quartzifère connu, dans les gîtes stannifères de Cornouailles sous le nom d'*Elvan*. Ce n'est rien autre chose qu'un granite à mica blanc qui a pris la texture porphyrique. Des cristaux anciens de quartz hexagonal et de mica noir peu abondant y sont disséminés dans une pâte *microgranulitique* de quartz et d'orthose avec mica blanc. Tantôt cette pâte est à grain discernable ; tantôt elle est à éléments si fins qu'il en résulte un elvan *corné*, mais que le microscope résout en microgranulite.

L'elvan se retrouve dans les gîtes d'étain du Limousin, avec les mêmes caractères qu'en Cornouailles. Sa couleur la plus habituelle est le gris clair. Celui d'Angleterre contient, d'après M. J. A. Phillips, de 71 à 71, 5 % de silice avec 13 ou 15 % d'alumine.

2° Porphyre granitoïde. — Le *Porphyre granitoïde*, ainsi nommé par M. Gruner, est une sorte de granite à grain fin, dont la pâte se résout à la loupe et auquel de grands cristaux de feldspath donnent la texture *porphyroïde ;* de telle sorte que, si l'on ne craignait d'introduire des noms nouveaux dans la pétrographie, qui n'en est déjà que trop chargée, on pourrait désigner convenablement cette roche sous le nom de *granitophyre*. On y reconnaît :

I. Mica noir, chlorite, amphibole, gros débris de quartz ancien et de feldspath, orthose ou oligoclase, apatite.

II. Feldspath et quartz récents de consolidation simultanée ou quartz granulitique.

Ce qui caractérise la pâte, c'est qu'elle forme une *microgranulite* ou une *micropegmatite*. Les porphyres granitoïdes de Boën et d'Urphé, dans la Loire, sont de véritables micropegmatites graphiques, où les parties pegmatoïdes tendent à se réunir en auréoles ou en étoilements autour des cristaux anciens (voir fig. 123). Il en est de même des beaux porphyres granitoïdes de Rochesson et de Saint-Amé dans les Vosges. En général, le type granulitique domine.

Le quartz de ces porphyres contient des inclusions liquides à bulles mobiles,

Digitized by Google

parfois avec petits cristaux rectangulaires, nageant dans un liquide incolore (Crochat près de Limoges, Rothau).

L'orthose des porphyres granitoïdes à feldspath dominant, comme celui de Saint-Just (Loire), renferme de très petites inclusions liquides à bulles mobiles, à côté de nombreuses vacuoles sans liquide.

A la même catégorie appartiennent vraisemblablement les beaux porphyres de Pranal, près de Pontgibaud et de Four-la-Brouque, avec grands cristaux de pinite et orthose en mâcles de Carlsbad.

M. Rosenbusch a décrit les porphyres granitoïdes, spécialement ceux des Vosges, sous le titre de *microgranites* (1).

3° Granophyre. — Nous donnerons, avec M. Vogelsang, le nom de *Granophyres* aux porphyres quartzifères dont la pâte se montre nettement microgranitique sous le microscope. Leurs éléments sont:

I. Feldspath en grands cristaux de couleur claire, quartz en gros grains, souvent bipyramidés, à pointements arrondis, chlorite, amphibole.

II. Pâte abondante en petits éléments de quartz récent ayant le plus souvent la texture granulitique.

Les produits d'oxydation du fer existent en grand nombre dans la pâte, à laquelle ils donnent une couleur tantôt verte, tantôt brun rouge.

Ce qui caractérise beaucoup de granophyres, c'est la tendance du quartz de la pâte à se concentrer dans le voisinage des cristaux anciens en *houppes* ou en *auréoles*, parfois globuliformes, et dans lesquelles ce quartz prend une orientation unique. Il en résulte que, sous les nicols croisés, ces auréoles s'éteignent en une seule fois. Ainsi la figure 129 représente, d'après M. Michel-Lévy (2), un porphyre rose de Valgana, dans lequel des cristaux anciens 1, 2, 3, sont entourés d'auréoles, tandis qu'une houppe globuleuse est accolée au cristal 4. Chacune de ces auréoles a son orientation à elle, mais constante, et on observe assez fréquemment que, lorsqu'elle entoure un cristal de quartz, elle s'éteint en même temps que lui, ce qui prouve que ce cristal a influé sur l'orientation optique de la pâte dans son voisinage. Il est probable que les auréoles sont formées par un mélange intime de feldspath et de fines traînées de quartz, qui ne seraient visibles qu'à de très forts grossissements, mais où le quartz s'est néanmoins orienté comme dans une *micropegmatite*, dont cette disposition n'est en réalité qu'une dégénérescence. Les globules ou auréoles *à extinction*

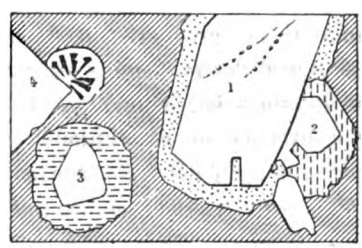

Fig. 129. — Auréoles à extinction totale dans le porphyre rose de Valgana (d'après M. Michel-Lévy). Grossissement, 80 diamètres. Les apparences de polarisation ont été remplacées par des figurés systématiques.

(1) Rosenbusch, *op. cit.*, p. 87.
(2) *Bull. de la Soc. géol. de France, loc. cit.*

Digitized by Google

totale, comme les a nommés M. Michel-Lévy, seront donc à nos yeux caractéristiques de la plupart des granophyres.

Cette classe comprend beaucoup de porphyres bruns et rouges du Morvan et de la Loire, ainsi que le beau porphyre *truité* de Sillé-le-Guillaume et celui d'Altenberg en Saxe.

4° Porphyroïdes. — Il nous paraît nécessaire de mentionner, à la suite des granophyres, les remarquables roches porphyriques qui ont été désignées sous le nom de *Porphyroïdes* (1) et qui forment des intercalations, d'apparence stratiforme, dans les terrains anciens de l'Ardenne, du Taunus et de quelques autres régions. Il est vrai que plusieurs auteurs refusent de leur attribuer une origine interne et inclinent à les considérer comme le produit d'une cristallisation spéciale, opérée au sein de la mer où se déposaient les sédiments encaissants. Mais cette opinion est discutée et au point de vue de la composition et de la texture, il n'y a pas de doute que la plupart des porphyroïdes n'appartiennent à la classe des granophyres, dont elles ne diffèrent que par une tendance à l'orientation d'une phyllite disséminée dans la masse et qui leur donne, sous le microscope, l'apparence d'un gneiss.

Le type le plus franc des porphyroïdes est l'*Hyalophyre* de Dumont, qui affleure à Mairus, dans la vallée de la Meuse, près de Laifour. Dans une pâte bleuâtre foncée s'aperçoivent des cristaux de quartz hyalin, dont la coloration bleue disparaît sous l'action de la chaleur et de très gros cristaux de feldspath, atteignant jusqu'à 10 centimètres; ces cristaux sont constitués par un noyau d'orthose, entouré d'une auréole d'oligoclase à surfaces arrondies. La pâte contient du mica biotite, assez bien aligné, de la chlorite, du mica nacré, du calcaire spathique, de la pyrrhotine et de nombreux cubes de pyrite; les traînées de mica paraissent contourner les gros cristaux de feldspath. La roche contient 73, 62 % de silice et 6 % d'alcalis. Comme les gros cristaux et la pâte offrent plus d'un indice de dislocations survenues après la consolidation, il nous semble admissible que les porphyroïdes soient des filons couches d'un granophyre, où le rubanement de la pâte aurait été déterminé par les circonstances mêmes de l'injection entre les lits des assises stratifiées encaissantes.

B. *TYPE TRACHYTOÏDE*

Mode sphérolithique. — 1° Porphyre globulaire. — Il existe toute une classe de porphyres quartzifères, à grain assez fin pour avoir mérité le nom d'*Eurites*, où la texture vitreuse commence à se superposer à la texture cristalline. Cette apparition du type mixte ou trachytoïde se fait par l'isolement, au milieu de la pâte, de *sphérolithes à croix noire* (2), offrant la double structure

(1) Voir Lossen, *Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft*, XXI, p. 281, et de Lavallée Poussin et Renard, *Mémoire sur les roches plutoniennes de la Belgique et de l'Ardenne française*, Bruxelles, 1876.

(2) Voir plus haut, p. 558.

Digitized by Google

rayonnée et concentrique. Ces globules paraissent constitués par du quartz et de la calcédoine et leur noyau est pointillé de fer peroxydé. Il existe d'ailleurs dans la pâte, en dehors des sphérolithes, une notable proportion de matière amorphe, demeurant éteinte, sous les nicols croisés, dans toutes les positions des plaques et offrant parfois des indices marqués de *fluidalité*.

Les cristaux anciens sont formés de quartz, de feldspath et de pinite ou cordiérite.

De bons types de cette variété se rencontrent à Sincey, à La Selle, près d'Autun et à Bourganeuf. La plupart des eurites sont globuleuses à l'œil nu, surtout quand on observe des faces polies et leur couleur est ordinairement rougeâtre, quelquefois gris clair.

La figure 130 représente, d'après M. Michel-Lévy, l'aspect de la pâte de l'eurite de Sainte-Magnance (Yonne), vue sous les nicols croisés. La partie couverte de hachures correspond à une intercalation de pinite.

Fig. 130. — Pâte sphérolithique de l'Eurite de Sainte-Magnance (d'après M. Michel-Lévy). Grossissement, 250 diamètres.

C'est dans cette classe, ou peut-être sur la limite qui la sépare des granophyres, qu'on doit ranger le remarquable porphyre d'Elfdalen en Suède, qui ne contient pas de quartz visible à l'œil nu, malgré une teneur en silice de près de 77 %. Ce porphyre renferme des cristaux incolores de feldspath, surtout d'orthose, avec un peu d'amphibole et d'oligiste, se détachant sur une pâte brun-chocolat d'une grande dureté, qui offre au microscope une fluidalité marquée.

2° Pyroméride. — Ce que les eurites ou porphyres globulaires réalisent en petit, la *Pyroméride* le réalise en grand, mais avec une prédominance plus marquée de l'élément amorphe, qui la rapproche du type vitreux, avec lequel elle possède en commun la texture *perlitique*.

Fig. 131. — Pyroméride de Gargalong (d'après M. Michel-Lévy). Grossissement, 30 diamètres.

La pyroméride, dont il existe d'excellents types à Gargalong (Var), en Corse et à Wuenheim (Vosges), offre de gros sphérolithes, de couleur habituellement violacée, dont on voit nettement à l'œil nu la double disposition, radiale en houppes palmées et concentrique par zones successives d'accroissement. Entre deux zones consécutives est un mince filet de calcédoine et des concrétions d'agate se remarquent dans les intervalles des globules. La pâte a une texture perlitique, avec fissures remplies d'une substance stéatiteuse (fig. 131).

Les globules ont la composition d'un feldspath sursaturé de silice, comme l'a depuis longtemps établi M. Delesse (1).

(1) *Mémoires de la Soc. géol. de France*, 2e série, IV, n° 5; 1852.

Digitized by Google

Quelquefois les globules de la pyroméride sont alignés en traînées, dessinant une sorte de fluidalité.

L'analogie de texture que présentent les eurites avec les pyromérides a engagé M. Michel-Lévy à désigner les porphyres globulaires sous le nom de *micropyromérides*.

Mode pétrosiliceux. Porphyres pétrosiliceux. — L'intervention de l'élément vitreux se manifeste d'une manière différente dans une nouvelle série de porphyres quartzifères, dont la couleur varie généralement du brun au violet. Ce sont ceux qui, associés au grès rouge et au grès bigarré, se montrent à Brehémont et au Val d'Ajol dans les Vosges, à Montreuillon (Morvan), dans l'Esterel, à Lugano, à Tharand (Saxe) et à Dossenheim (Bade). Beaucoup de ces porphyres ont au toucher une rudesse caractérisée qui suffirait à justifier leur adjonction au type trachytoïde (1). Ils contiennent :

I. Quartz à angles vifs et parfois en cristaux bipyramidés, d'un éclat très vitreux dans la cassure ; orthose attaqué, souvent vacuolaire, présentant fréquemment des reflets chatoyants bleuâtres ; mica noir, chlorite, amphibole ;

II. Pâte en grande partie amorphe, manifestant une texture fluidale, parfois visible à l'œil nu et jalonnée par des semis de petits grains bruns ; les sphérolithes à croix noire y sont abondants (2).

Les inclusions des cristaux anciens de quartz sont vitreuses et nettement dihexaédriques. Le quartz récent contient de petites inclusions liquides à bulles mobiles.

La matière en partie amorphe est disposée en traînées finement nuageuses, dont les propriétés optiques sont celles d'une calcédoine à grain fin, chargée d'opale. Ces traînées comprennent en outre les éléments chimiques d'un feldspath. Leur composition est par suite semblable à celle des roches compactes auxquelles est appliqué d'ordinaire le nom de *Pétrosilex* (*Felstone*, *Felsit*, des auteurs étrangers), nom qui d'ailleurs convient aussi à la pâte des eurites. La dénomination de *Porphyres pétrosiliceux* (3) peut donc être employée pour ce groupe de roches, soit qu'on y comprenne les eurites, soit qu'on mette ces dernières à part à cause de leur texture plus nettement globuleuse.

Nous eussions adopté pour cette catégorie la dénomination de *Felsophyres* si, dans l'esprit des auteurs allemands qui l'ont créé, ce terme ne devait s'appliquer à la fois aux porphyres globulaires et aux porphyres pétrosiliceux.

Les porphyres de cette classe sont généralement remarquables par le grand développement des tufs argileux ou *argilophyres* qui leur sont associés. Il existe tous les passages possibles depuis les argilophyres nettement détritiques jusqu'à ceux dont la texture diffère à peine de celle d'un porphyre authenthique. Les roches qui en résultent sont rubanées, souvent bréchiformes et

(1) La dénomination de *trachyte* a été créée à l'aide d'un mot grec qui signifie *rude au toucher*.
(2) Michel-Lévy, *loc. cit.*
(3) Fouqué et Michel-Lévy, *op. cit.*

Digitized by Google

offrent un mélange de colorations parmi lesquelles dominent le rouge-brun et le vert.

c. *TYPE VITREUX*

Pechstein. Vitrophyre. — Le type vitreux est représenté, dans la série ancienne des roches acides, par les *Vitrophyres* et les *Pechsteins* ; les premiers résultant simplement de la superposition du caractère porphyrique à la texture fondamentale des pechsteins, il convient de décrire ceux-ci tout d'abord.

Le *Pechstein* ou *Rétinite* est un verre naturel hydraté, dont la composition la plus habituelle peut s'exprimer par 63 à 73 % de silice, 9 à 15 % d'alumine, 2 à 8 % d'alcalis et 4 à 9 % d'eau. On y observe :

I. Sanidine, plagioclase, quartz, mica, magnétite, hématite ;

II. Pâte vitreuse, à granulations opaques, accusant par endroits une texture fluidale, avec traînées pétrosiliceuses et texture perlitique postérieure à tout, mais ne se développant que quand il n'y a pas trop de cristaux anciens.

La sanidine offre souvent des reflets chatoyants azurés. La pâte est parfois très riche en cristallites, qui deviennent visibles sous un grossissement de 1400 diamètres.

La cassure des pechsteins est généralement très conchoïdale. Leurs couleurs dominantes sont le brun, le vert noirâtre, le vert olive foncé, avec taches rouges et jaunes. Leur éclat résineux justifie le nom qui leur a été donné dans toutes les langues (*Rétinite, petchstone*). Les gisements les mieux caractérisés de ces roches sont ceux de l'Esterel, de la Saxe (Meissen, Zwickau, Tharand) et de l'île Royale sur le Lac Supérieur en Amérique.

Le *Vitrophyre* ou pechstein porphyrique (*Pechsteinporphyr*) résulte simplement de l'intercalation bien nette de gros cristaux anciens dans la pâte d'un pechstein. Les transitions abondent d'une classe à l'autre et même, d'après M. Rosenbusch (1), on n'a jamais observé de pechstein qui fût complètement exempt de cristaux macroscopiques.

Cette classe comprend des roches d'apparence bréchiformes, où des taches tantôt lenticulaires, tantôt arrondies, de matière finement cristallisée, se détachent sur un fond de pâte vitreuse. En devenant de véritables globules, ces taches rondes donnent le vitrophyre globuleux de Spechtshausen, près Tharand.

§ 2

SÉRIE MODERNE

a. *TYPE GRANITOÏDE*

Liparites granitoïdes. — Le nom de *Liparites* a été créé par J. Roth pour désigner les roches modernes les plus acides, quelles que soient leur composition

(1) *Op. cit.*, p. 104.

Digitized by Google

minéralogique et leur texture, pourvu que leur teneur en silice exige la présence du quartz en liberté. Deux minéraux sont caractéristiques de ces roches : le quartz et la sanidine ou orthose vitreux.

Le type granitoïde est représenté, dans la série des liparites, par ce qu'on a appelé les granites de l'île d'Elbe et de l'Algérie. Mais si l'apparence de ces roches est granitique, elles offrent néanmoins des caractères très spéciaux, qui les éloignent des granites anciens. Tout d'abord la texture de leur pâte est granulitique et même parfois, comme dans la roche de la Grande-Galitte (Algérie), étudiée, par MM. Vélain et Michel-Lévy, microgranulitique. Ensuite l'orthose y est fendillé, vitreux et appartient surtout à la variété sanidine. Aussi ces roches mériteraient-elles, à divers points de vue, le nom de trachytes (1). Les cristaux anciens, à la Grande-Galitte, sont le mica noir, partiellement épigénisé en chlorite, le quartz bipyramidé, la sanidine, l'oligoclase et le zircon. Le quartz est riche en inclusions liquides avec bulles mobiles et petits cubes de chlorure de sodium ; le feldspath abonde en inclusions vitreuses.

Les liparites granitoïdes sont fréquemment associées à des pegmatites, comme celle de l'île d'Elbe, qui contient de la tourmaline et, avec elle, divers minéraux lithinifères. Elles représentent donc un retour de la puissance de cristallisation des roches acides, à la faveur du long repos des éruptions pendant la période secondaire. Mais ce retour n'a pas été jusqu'à reproduire les types largement cristallisés de la série ancienne.

B. *TYPE TRACHYTOÏDE*

Liparites porphyriques. Rhyolithes — Au type trachytoïde appartiennent les *Liparites porphyriques* (*Porphyres molaires* de Beudant, *Rhyolithes* de M. de Richthofen, *Trachytes quartzifères* de divers auteurs). Leur pâte, toujours rude au toucher, justifie, non moins que la texture, leur ancienne attribution à la famille trachytique.

La composition normale de ces roches comporte de 75 à 77 % de silice, 12 à 12,5 % d'alumine, 1,5 % d'oxydes de fer, 1 à 1,5 % de chaux, 0,3 à 0,5 % de magnésie, 7 à 9 % d'alcalis et 0,5 à 1 % d'eau. Les minéraux constituants paraissent s'être développés dans l'ordre suivant :

I. Mica noir, amphibole, oligoclase, orthose vitreux prédominant, quartz bipyramidé et, accessoirement : pyroxène, sphène, apatite, fer oxydulé.

II. Magma en grande partie amorphe, avec traînées pétrosiliceuses et sphérolithes à croix noire ou entièrement amorphes.

En outre, beaucoup de ces roches (et notamment les porphyres molaires de Hongrie) sont remplies de cavités ou géodes, dont les parois sont tapissées de calcédoine, d'améthyste et de quartz. D'ailleurs le quartz grenu, l'opale et le

(1) Michel-Lévy, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 227.

Digitized by Google

tridymite ainsi que l'hématite, se sont développés dans la pâte postérieurement à sa consolidation.

Le quartz contient des inclusions vitreuses, souvent dihexaédriques, mais pas d'inclusions liquides. La sanidine affecte une structure zonée, avec inclusions vitreuses, bulles de gaz et microlithes.

La pâte des liparites, qui semble homogène à l'œil nu, et dont la couleur est habituellement claire, variant du rosé ou du violacé au verdâtre, offre au microscope une grande ressemblance avec celle des porphyres quartzifères; mais la tendance à la texture sphérolithique y est plus accentuée. Parmi les liparites les plus acides, on en peut citer qui ne contiennent pas de quartz visible à l'œil nu, ce minéral étant concentré en grains microscopiques et dans les sphérolithes. De ce nombre sont les liparites ou rhyolithes à sanidine de la Rosenau, dans le Siebengebirge et de l'Usclade au Mont-Dore. La première contient près de 79 % de silice et la seconde 75 %.

Les liparites porphyroïdes sont remarquablement développées aux îles Lipari; on les observe aussi à Antimilo, en Islande, au Caucase et en Nouvelle-Zélande.

c. *TYPE VITREUX*

Rétinites. — Les *Liparites vitreuses* pourraient, comme leurs analogues de la série ancienne, porter le nom de pechsteins. Nous les distinguerons de ces derniers en leur affectant plus spécialement la désignation de *Rétinites*, basant leur séparation d'avec les pechsteins sur ce fait que, dans la série ancienne, la dévitrification de la pâte donne un produit beaucoup plus voisin du magma microcristallin des porphyres quartzifères, tandis que, dans la série moderne, c'est surtout par des microlithes que la pâte se dévitrifie. Le nom de rétinite sera pour nous synonyme de celui de *Trachytpechstein*, par lequel les auteurs allemands désignent cette classe de roches, évidemment liées aux éruptions trachytiques.

Fig. 152 — Disposition des microlithes d'augite dans le pechstein d'Arran (d'après Zirkel).

Les cristaux anciens des rétinites sont la sanidine, le plagioclase, le quartz, l'amphibole, la magnétite. La pâte vitreuse, riche en microlithes et en cristallites, est parsemée d'une infinité de bulles de gaz microscopiques et dépourvue d'inclusions liquides.

Les rétinites du Mont-Dore et du Cantal sont des verres de couleur verte ou brune, souvent transparents; ceux d'Islande ont une texture fluidale accentuée. On en observe aussi dans les monts Euganéens, à Ponza et à Java. C'est sans doute à la même série qu'appartient le rétinite (*pitchstone*) de l'île d'Arran, remarquable par des microlithes

Digitized by Google

d'augite disposés en éventail et simulant des fougères (fig. 132). Cette disposition est importante à noter, car plus d'un auteur a pris des apparences semblables pour des traces d'organismes.

De même que les vitrophyres relient les pechsteins aux porphyres quartzifères, de même les rétinites se rattachent aux liparites porphyroïdes par des variétés intermédiaires riches en séparations cristallines.

Perlites. — Les *Perlites* sont des rétinites offrant, par suite de leur mode de contraction, non seulement des *fissures perlitiques* arrondies, comme en présentent la plupart des verres naturels, mais encore une division en petites sphères formées d'écailles concentriques et qui, avec leur éclat tout particulier, apparaissent sur les faces de cassure comme autant de perles. La fluidalité, antérieure au développement des séparations perlitiques, y est mise en évidence par l'alignement des traînées pétrosiliceuses et des microlithes. La pâte des perlites est en général plus claire que celle des rétinites. Elles sont très acides et contiennent de 70 à 82 % de silice avec 2 à 4 % d'eau. Leur densité varie de 2,25 à 2,38.

Les perlites se rencontrent au Mont-Dore, à Hlinik en Hongrie et dans les monts Euganéens.

Obsidiennes, Ponces. — Résumé. — Un certain nombre d'*Obsidiennes* et de *Ponces* mériteraient, par leur teneur en silice, d'être décrites à la suite des rétinites et des perlites comme formant, par excellence, la manière d'être vitreuse des roches acides modernes. Mais la plupart des variétés rangées sous ces deux désignations appartiennent plutôt au groupe des roches neutres, à la suite duquel elles seront décrites. Constatons seulement que les obsidiennes à 80 % de silice et les ponces qui en contiennent 73 % constituent l'appendice naturel de la série acide moderne, où elles représentent le triomphe absolu de l'élément amorphe.

Si l'on cherche à résumer ce que l'étude microscopique nous apprend sur la constitution des roches acides vitreuses, on arrive, selon M. Michel-Lévy, aux conclusions suivantes (1) :

La roche paraît être arrivée au jour sous la forme d'une pâte fondue, contenant déjà des cristaux tout formés. Pendant que cette pâte était encore à l'état visqueux, il s'y est développé des granulations opaques, puis des cristallites et des microlithes, enfin des traînées pétrosiliceuses et des sphérolithes, le tout participant aux mouvements de la masse et accusant la texture fluidale. Enfin la consolidation définitive a été accompagnée d'un fendillement qui a fait naître les fissures perlitiques, après quoi des actions secondaires ou des phénomènes d'exsudation ont déterminé le remplissage des fentes par la stéatite, la calcédoine, l'opale, etc.

La classification des roches acides nous paraît pouvoir être résumée par le tableau

(1) *Annales des Mines*, 1875, VII.

Digitized by Google

suivant où, à l'exemple de MM. Fouqué et Michel-Lévy (1) nous avons distingué les roches modernes par l'emploi des caractères italiques.

TABLEAU DES ROCHES ACIDES.

TEXTURE.			DÉSIGNATION DES ROCHES.
TYPE GÉNÉRAL.	*TYPE SPÉCIAL.*	**Mode.**	
GRANITOIDE.	*GRANITIQUE.*	**Granitique.**	Granite.
		Granulitique.	Granite à mica blanc, Hyalomicte. Granulite, Protogine. *Liparite granitoïde.*
		Pegmatoïde.	Pegmatite. *Pegmatite moderne.*
	GRANITO-PORPHYRIQUE.	**Microgranitique. Micropegmatoïde. Microgranulitique.**	Elvan. Porphyre granitoïde. Granophyre. Porphyroïdes.
TRACHYTOÏDE	*TRACHYTO-PORPHYRIQUE.*	**Sphérolithique.**	Porphyre globulaire. Eurite. *Rhyolithe sphérolithique.*
		Sphéroperlitique.	Pyroméride.
		Pétrosiliceux.	Porphyre pétrosiliceux. Felsophyre. *Porphyre molaire. Rhyolithe.*
VITREUX.	*VITRO-PORPHYRIQUE.*	**Fluidal.**	Vitrophyre. *Rétinite porphyrique.*
	VITREUX.	**Felsoperlitique.**	Pechstein. *Rétinite.*
		Perlitique.	*Perlite.*
		Cristallitique.	*Obsidienne et ponce* (pars)

(1) *Minéralogie micrographique*, p. 166.

Digitized by Google

CHAPITRE III

GROUPE DES ROCHES NEUTRES

§ 1

SÉRIE ANCIENNE

A. *TYPE GRANITOÏDE*

Type granitique : 1° Syénite. — La *Syénite* est un véritable granite sans quartz, dont les éléments fondamentaux sont avant tout l'orthose et l'amphibole-hornblende, puis le mica magnésien et l'augite et qui contient aussi d'ordinaire du sphène et de l'oligoclase; tous ces éléments existent à l'état de cristaux de première consolidation et sont cimentés soit par de l'orthose, soit par de l'amphibole. Ce dernier minéral prédomine généralement sur le mica; mais quelquefois c'est l'inverse qui a lieu, de sorte qu'on peut distinguer des *syénites à amphibole* et des *syénites à mica noir*. Quant au mica potassique, il fait généralement défaut.

Le type de la syénite se trouve en Saxe, à Plauen, où la roche, formée d'environ 68 % d'orthose et 32 % d'amphibole, renferme 59, 85 % de silice et atteint une densité variable de 2,75 à 2,90. Les alcalis y forment 9 % de la masse. La syénite de Biella, en Piémont, est également un type très normal. Le contraste du feldspath, généralement rougeâtre, avec l'amphibole, d'un vert foncé franc, fait de la plupart des syénites des roches très propres à l'ornementation des édifices.

L'apatite se révèle toujours au microscope dans les syénites, surtout dans les variétés les plus basiques, comme celle de Biella. Certaines syénites ont leur amphibole transformée en épidote sans que la fraîcheur de l'orthose soit altérée.

Cette transformation est accompagnée d'une production notable de quartz et de calcite (1).

Les *syénites à augite*, comme la *Monzonite* du Monzoni en Tyrol, où le pyroxène l'emporte sur l'amphibole, sont riches en feldspath plagioclase avec de l'orthose orienté en larges facettes. On y observe de la pyrite et de la magnétite avec les éléments habituels, sphène, hornblende et mica magnésien.

Il y a des syénites à grain tellement fin qu'elles prennent un aspect presque basaltique. L'altération à l'air les fait devenir brunes ou rouges. Telles sont celles qui traversent en filons les micaschites de Zschopau, et que M. Kalkowsky a décrites comme *syénites compactes*. On les a quelquefois confondues avec des *minettes;* mais elles ne contiennent pas de mica.

2° Minette, Orthotithe. — La *Minette* (*Glimmersyenit*) est une syénite très micacée, que le microscope résout en un agrégat à grain moyen d'orthose et de mica

(1) Rosenbusch, *op. cit.*, p. 115.

Digitized by Google

brun (1). Tandis que les syénites correspondent aux granites et aux granulites, les minettes représentent plutôt l'équivalent des porphyres granitoïdes ou des microgranulites (2). L'apatite et la magnétite sont constamment présentes ; on y trouve souvent aussi l'oligiste et la pyrite, et l'orthose est fréquemment attaqué et imprégné de calcite.

Le type normal des minettes est bien développé dans les Vosges et l'Odenwald, où elles contiennent de 53 à 60 % de silice avec 5 ou 6 % d'alcalis. Souvent, dans les filons de minette, on trouve une proportion considérable d'oxyde de fer hydraté. En outre on observe dans les mêmes régions une *minette amphibolique*, où le mica est remplacé par l'hornblende et d'autres variétés où apparaît le pyroxène, tantôt cristallisé, tantôt changé en chlorite ou en delessite. Il y a aussi des minettes dont le grain est si fin qu'elles prennent l'aspect de roches compactes.

En raison de l'emploi qui a été souvent fait du mot minette pour désigner des roches de compositions très diverses, le Service de la Carte géologique de France a récemment adopté la désignation d'*Ortholithe* pour la combinaison orthose et mica.

5° **Diorite quartzifère.** — L'association granitoïde du plagioclase avec l'amphibole donne naissance à des roches que leur faible teneur en silice oblige à ranger parmi les roches basiques. Ce sont les *Diorites*, que nous étudierons plus loin. Mais il existe une classe de *Diorites quartzifères*, qui méritent d'être classées parmi les roches neutres et dont on observe de bons types en Bretagne, notamment aux environs de Saint-Brieuc (3) et à la falaise des Sables blancs, près de Concarneau (4). Le plagioclase, qui paraît être surtout de l'oligoclase, apparaît en grands cristaux, dont l'amphibole occupe les intervalles avec un quartz de formation encore plus récente. On observe aussi dans ces roches du sphène et du zircon.

La *Tonalite* de l'Adamello, en Tyrol, est une diorite quartzifère avec mica et magnétite.

4° **Kersantite.** — La minette étant caractérisée par la combinaison orthose et mica, l'association du même mica magnésien avec un plagioclase donne le *Kersanton* ou la *Kersantite* des auteurs français.

C'est une roche où des cristaux anciens de mica noir très abondant, d'oligoclase et d'apatite sont cimentés par une pâte d'oligoclase en cristaux allongés. Le pyroxène, l'amphibole et l'orthose apparaissent à l'état d'éléments accessoires, ainsi qu'un quartz granulitique ou pegmatoïde et l'on observe, sans doute comme produits de métamorphisme, la calcite et la chlorite.

Le type du Kersanton existe en Bretagne, à Kerzanton et à l'hôpital Camfront, près de Brest, où il est exploité dans de grandes carrières ; sa couleur d'un vert foncé et sa résistance particulière à l'altération par les agents atmosphériques l'ont fait de tout temps rechercher pour la statuaire. D'autres affleurements

(1) Le nom de *minette* vient de l'association habituelle de cette roche avec la *mine de fer* à Framont, dans les Vosges.
(2) Fouqué et Michel-Lévy, *op. cit.*, p. 163.
(3) Whitman Cross in *Tschermak's Mineralogische Mittheilungen*, 1880, p. 369.
(4) Ch. Barrois, *Annales de la Soc. géol. du Nord*, VIII, p. 112.

Digitized by Google

s'observent à Daoulas, Persuel, Kerziou, etc. (1). C'est également à cette espèce que paraissent devoir être rapportées les roches des environs de Saint-Brieuc, décrites par M. Cross (2) sous le nom de *diorites quartzifères micacées* et qui ne diffèrent du Kersanton typique que par la moins grande abondance de la calcite. M. Cross est d'ailleurs d'accord avec M. Michel-Lévy pour affirmer la présence, dans cette roche, de l'amphibole, tandis que M. Rosenbusch (3) n'y reconnaissait que du pyroxène. M. Ch. Barrois a remarqué que la structure des plages de calcite des Kersantons rappelle entièrement celle des perles de calcite qui remplissent les petites géodes dont les terrains calcaro-schisteux de la Bretagne sont criblés au contact des diabases.

Le Kersanton de l'hôpital Camfront offre une disposition particulière, signalée par MM. Michel-Lévy et Douvillé (4). Le quartz y forme des micropegmatites bien caractérisées. Aussi ces auteurs sont-ils disposés à y voir un porphyre granitoïde surchargé de mica et ayant emprunté sa calcité à la roche qu'il traverse en filons. Dans ce cas, le véritable pendant des minettes devrait être cherché dans les types non quartzifères, tels que les *Kersantites* de Markirch et de Langenschwalbach.

5° **Syénites éléolithiques.** — Il existe en Norvège, notamment à Brevig et à Laurvig, une syénite très particulière, à laquelle l'abondance du zircon a fait donner le nom de *Syénite zirconienne*. Mais cette variété fait partie d'un groupe que caractérise l'association, avec l'orthose et quelquefois le plagioclase, d'une variété de néphéline à éclat gras dite *Eléolithe* et que, pour ce motif, M. Rosenbusch (5) a appelé le groupe des *Syénites éléolithiques*. On y peut ranger, avec la syénite zirconienne de Norvège et du Groënland, la *Foyaïte* à amphibole du Portugal, la *Miascite* avec mica noir de l'Oural, la *Ditroïte* avec sodalithe, mica et hornblende de Transylvanie.

La Syénite zirconienne est presque une roche acide, car elle contient 66,39 % de silice, avec 13,79 % d'alumine et 13,15 % d'alcalis. Ses minéraux essentiels sont l'orthose mélangé de microline, l'éléolithe, la sodalithe, qui semble avoir dissous et corrodé les autres éléments (6), le zircon, l'hornblende et un peu de quartz dont les inclusions liquides renferment des cristaux de sel marin. Mais ce qui rend cette roche particulièrement intéressante, c'est le nombre exceptionnel des espèces rares qu'elle contient. On y a compté plus de 50 minéraux distincts, parmi lesquels 34 silicates renfermant les corps simples suivants : zirconium, thorium, yttrium, cerium, lanthane, tantale, niobium, etc. L'orthose de la syénite de Laurvig offre un reflet bleu chatoyant et on trouve aussi dans cette roche un pyroxène diallagique voisin de l'hypersthène.

(1) Ch. Barrois, *Ann. de la Soc. géol. du Nord*, VIII, p. 115.
(2) *Tschermak's Mineralog. Mittheilungen*, 1880, p. 369.
(3) *Op. cit.*, p. 250.
(4) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 51.
(5) *Op. cit.*, p. 203.
(6) Fouqué et Michel-Lévy, *op. cit*, Pl. XLV.

Digitized by Google

La Ditroïte contient de l'apatite et du spinelle et la Miascite de Miask renferme du mica blanc. La pâte proprement dite y est formée d'orthose, de microcline et d'éléolithe, tandis que la sodalithe paraît être le produit d'une action ultérieure (1).

Type porphyrique. Porphyrite micacée. Porphyrite quartzifère. — On observe à Landshut, ainsi que dans l'Altaï, des porphyres micacés caractérisés par des cristaux de plagioclase, de mica magnésien foncé, de quartz et de fer magnétique, dans une pâte microcristalline de quartz et de feldspath, analogue à celle des porphyres granitoïdes. Ces roches représentent le type porphyrique des Kersantons. Il existe d'ailleurs de prétendues minettes porphyriques, dont le feldspath dominant est l'oligoclase, associé tantôt à l'amphibole, tantôt au pyroxène.

C'est encore dans le même groupe que nous paraît devoir être rangée la roche de Quenast et de Lessines, en Belgique, à laquelle on a donné les noms de *Porphyrite quartzifère*, de *Diorite quartzifère*, d'*Epidiorite*, de *Chlorophyre*, etc. Cette roche contient, d'après MM. le P. Renard et de Lavallée-Poussin (2), 56 % de silice et offre une pâte verte d'apparence euritique, sur laquelle se détachent des cristaux nombreux d'oligoclase et de quartz, avec un peu d'orthose, de l'amphibole hornblende et un minéral pyroxénique. La pâte, formée de grains cristallins de feldspath et de quartz, d'environ 5 centièmes de millimètre, est microgranulitique et ne contient aucun élément amorphe. Le quartz de Quenast est dihexaédrique et riche en inclusions liquides avec cristaux cubiques de sel marin. L'apatite, le mica magnésien, le fer oxydulé et le fer titané figurent parmi les éléments accessoires.

B. *TYPE TRACHYTOÏDE*

Type porphyrique : 1° Orthophyres. — Le type porphyroïde des syénites, amphiboliques ou micacées, est réalisé par une classe de roches, souvent désignées sous le nom de *Porphyres syénitiques* et que, en raison de la prédominance du feldspath orthose dans la pâte, nous appellerons *Orthophyres*, conformémen à la désignation admise par le service de la Carte géologique de France.

Les minéraux constituants sont les mêmes que ceux des syénites et des minettes. La pâte est micro-cristalline et peut contenir des grains de quartz. Ce cas est réalisé par les *orthophyres* quartzifères ou *porphyres noirs* de la Loire et du Morvan. Ce sont des roches renfermant des cristaux de quartz apparents, mais où la pâte, d'un noir verdâtre, passant quelquefois au brun, ne contient pas d'excès de silice. Cette pâte est en partie amorphe et fluidale et souvent pointillée de magnétite. La fluidalité est accusée par l'alignement des microlithes ou par celui des granulations microscopiques.

Les cristaux anciens sont le quartz en gros grains arrondis et clairsemés, un plagioclase abondant, le mica noir, la chlorite, l'amphibole en partie serpentinisée, l'apatite, assez souvent l'orthose. Les porphyres de Châteauneuf et de Bro-

(1) Fouqué et Michel-Lévy, *op. cit.*, p. 171.
(2) *Mémoire sur les roches plutoniennes de la Belgique et des Ardennes*, Bruxelles, 1876.

Digitized by Google

mont (Puy-de-Dôme) ainsi que celui de la Bombarde (Loire) peuvent être cités comme des types de cette classe, dont les épanchements sont accompagnés de tufs et de brèches remarquablement développés.

Les microlithes de la pâte paraissent formés de feldspath orthose, d'amphibole et peut-être aussi d'apatite. Il est à remarquer que les porphyres noirs sont plus anciens que la plupart des granophyres et offrent néanmoins des indices très nets de fluidalité, tandis que cette dernière n'apparaît, dans les roches acides, qu'avec les porphyres pétrosiliceux. Ce fait, rapproché de la texture plutôt granulitique des syénites, contemporaines des granites, permet de dire qu'au point de vue de la texture, les roches neutres sont *en avance* relativement aux roches acides de même âge (1).

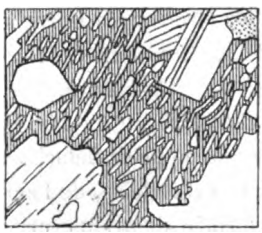

Fig. 133. — Texture fluidale accusée par les microlithes dans un porphyre noir (d'après M. Michel-Lévy). Grossissement, 80 diamètres.

La figure 133 représente, d'après M. Michel-Lévy (2), la texture du porphyre noir de Montmartin, près Châteauneuf (Puy-de-Dôme).

Parmi les orthophyres, il convient encore de citer les *porphyres bruns* des Vosges, développés à Giromagny, à Lure, à Vescemont et caractérisés par des cristaux d'orthose et d'hornblende, ainsi que par les inclusions liquides de leur quartz. On y peut ranger encore les porphyres micacés à orthose, mica noir et pâte compacte, d'apparence pétrosiliceuse, de Felleringen et des environs de Remiremont.

2° **Porphyrites proprement dites.** — Dans les *Porphyrites* proprement dites on voit s'accentuer l'élément amorphe ainsi que la texture fluidale, accusée par les granulations de la pâte vitreuse ou par l'alignement des microlithes. Les porphyrites, dont il existe de très bons types en Saxe, à Wilsdruff et à Potschappel, ainsi que dans la Sarre et à Ilfeld dans le Hartz, sont essentiellement constituées de plagioclase et d'hornblende ou de pyroxène. Le quartz s'y rencontre quelquefois et les microlithes de la pâte paraissent être de l'orthose. La teneur en silice varie de 59 à 68 %. La couleur habituelle de ces roches est le bleu ou le brun.

Le *porphyre rouge antique* (*porfido rosso antico*) appartient à cette catégorie. Cette roche, dont le gisement se trouve au Djebel Dokhan en Égypte, est remarquable par ses prismes d'hornblende, ses cristaux d'apatite et ses individus de plagioclase (en grande partie transformés en un produit d'altération rougeâtre à la lumière naturelle), qui ressortent sur une pâte rouge de sang. A Wildsruff et dans quelques points des Vosges, l'amphibole est presque complètement remplacée par le mica biotite. Néanmoins ce minéral est assez caractéristique des roches de ce groupe pour que la plupart aient été désignées en Allemagne sous le nom de *porphyrites amphiboliques* (*hornblende-porphyrit*). Mais il en est un

(1) Michel-Lévy, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III. p. 210.
(2) *Id. ibid.*, Pl. IV.

Digitized by Google

bon nombre auxquelles le nom de *porphyrites pyroxéniques* conviendrait tout aussi légitimement.

Les syénites éléolithiques auraient, selon M. Rosenbusch (1), pour équivalents porphyriques les *porphyres à Liebenérite* et à *Gieseckite*. Dans le premier, connu au Tyrol, l'orthose et la liebenérite (variété altérée de néphéline) apparaissent en cristaux isolés dans une pâte qui contient les deux mêmes substances et, d'après M. Doelter (2), on observe, sur le versant nord du Pesmeda, au Monzoni, une roche qui établit le passage entre le porphyre syénitique et la roche à liebenérite.

§ 2

SÉRIE MODERNE

A. *TYPE GRANITOÏDE*

Banatites. — Les roches neutres de la série moderne qui s'approchent le plus du type granitoïde sont celles qui ont reçu de Cotta le nom de *Banatites*, parce que leur principal gisement est situé dans le Banat autrichien, où elles ont été successivement décrites comme granites, syénites, diorites, porphyrites, minettes, etc.

Ces roches, assez variables de composition, et contenant de 54 à 67 % de silice, paraissent constituées surtout par un agrégat cristallin à grain granitoïde de feldspath (plutôt plagioclase) et de mica, avec amphibole fréquente. Les éléments accessoires sont la magnétite, le sphène, le pyroxène et l'épidote. Le quartz peut s'y rencontrer.

A Dognaczka, le feldspath est strié et offre l'éclat vitreux. On y a trouvé 59 % de silice et près de 14 % de soude et de chaux en quantités à peu près égales, ce qui se rapproche assez de la composition de l'*andésine*, variété voisine de l'oligoclase.

Teschénite. — La *Teschénite* est une roche à texture granitoïde, dans laquelle des cristaux anciens de labrador ou d'anorthite, de fer titané et d'apatite, sont entourés d'une pâte cristalline grenue d'éléolithe, d'augite et d'amphibole, où se sont développées secondairement la chlorite et la calcite. Le mica magnésien et le sphène y figurent comme éléments accessoires. Cette roche est donc le représentant moderne des syénites éléolithiques, avec cette différence toutefois que l'orthose, qui domine dans ces dernières roches, est ici remplacé par un plagioclase. Quelques auteurs indiquent le péridot parmi les éléments accessoires de la teschénite.

B. *TYPE TRACHYTOÏDE*

Mode microlithique. Famille des trachytes. — Tandis que la texture pétrosiliceuse domine dans les roches acides anciennes du type trachytoïde, et la tex-

(1) *Op. cit.*, p. 207.
(2) *Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt*, XXV, p. 2.

Digitized by Google

ture sphérolithique avec fluidalité parmi celles de la série moderne, les roches neutres de cette dernière série offrent surtout la texture *microlithique*. Leur pâte est formée d'un agrégat de microlithes, généralement feldspathiques et amphiboliques, qui dessinent la fluidalité et auxquels peut être associée une certaine proportion de matière amorphe, soit en parties isolées, soit en filaments vitreux incolores qui adhèrent aux cristaux. Le type de ce mode de texture est réalisé par les *trachytes*.

On rangeait autrefois dans la classe des trachytes toute une série de roches d'origine volcanique, caractérisées par leur rudesse au toucher et représentant la partie acide et légère des épanchements, dont les basaltes formaient le terme basique.

Aujourd'hui, il existe une tendance marquée à restreindre cette appellation et comme, dans les roches neutres modernes, c'est l'élément feldspathique qui est de beaucoup le plus important, la règle semble prévaloir en pétrographie de réserver le nom de *trachyte* pour les variétés les plus acides du groupe, c'est-à-dire celles où l'orthose est l'élément dominant. Nous nous conformerons à cet usage, tout en reconnaissant qu'il n'est pas possible de tracer une limite nette entre les roches trachytoïdes où domine l'orthose et celles où le plagioclase devient prépondérant.

Du reste, qu'il s'agisse d'orthose ou de plagioclase, le feldspath de ces roches est toujours vitreux : c'est donc ou de la *sanidine* ou du *microtine*. De plus, les microlithes feldspathiques sont du même type que ceux qui ont été obtenus par fusion ignée dans les expériences de MM. Fouqué et Michel-Lévy. Enfin un élément très fréquent de la pâte est le *tridymite*, c'est-à-dire la variété de silice ayant la densité du quartz fondu. Tous ces faits tendent donc à établir la prédominance marquée du caractère igné dans les roches trachytoïdes modernes. Ajoutons que ces roches offrent fréquemment une texture vacuolaire avec remplissage des cavités par le tridymite et l'opale.

Trachyte proprement dit. Domite. — Le *Trachyte*, entendu dans le sens restreint, est constitué par une pâte microlithique généralement rude et caverneuse, de couleur grise, dans laquelle sont disséminés de gros cristaux de sanidine et des cristaux plus petits de plagioclase, d'hornblende, de pyroxène et de mica noir.

La pâte se compose de microlithes feldspathiques, que certains auteurs rapportent à la sanidine et d'autres à l'oligoclase. La magnétite abonde généralement, ainsi que l'apatite et le tridymite. La teneur en silice est de 62 à 64 % et la proportion des alcalis de 8 à 10 %, la chaux ne dépassant pas 2,5 %. La disposition porphyrique domine en général dans les trachytes et il y en a, comme celui du Drachenfels, qui ont mérité le nom de *Sanidophyres* à cause des cristaux de sanidine, longs de plusieurs centimètres, qui s'y sont développés. Les vrais trachytes à sanidine s'observent au pic de Sancy, au Cantal, au Mézenc, au lac de Laach, etc.

Digitized by Google

La figure 134 reproduit, d'après MM. Fouqué et Michel-Lévy (1), la texture d'un trachyte des environs de Naples. Un gros cristal de sanidine mâclé, SS', y est entouré de microlithes feldspathiques. On a ombré les parties qui s'éteignent, sous les nicols croisés, en même temps que le cristal S.

Fig. 134. — Texture microlithique du trachyte des Camaldudes, près Naples (d'après MM. Fouqué et Michel-Lévy). Grossissement, 80 diamètres.

La sanidine des trachytes est riche en inclusions vitreuses et les bulles dans un liquide y sont rares.

La *Domite* du Puy-de-Dôme paraît n'être autre chose qu'un trachyte peu agrégé, poreux, rempli de lamelles de tridymite qui arrivent à lui imprimer une teneur en silice de 68 %. On y distingue des cristaux de sanidine, de plagioclase, d'hornblende, de biotite et de magnétite, dans une pâte microlithique, avec filons et dendrites d'oligiste. Cette roche se retrouve à Ténériffe, au pied du pic de Teyde.

Dans la domite d'Auvergne, les microlithes dominants sont amphibole, pyroxène, mica noir, sphène, magnétite et apatite. La matière amorphe y est abondante.

Phonolithe. — La *Phonolithe* est aux trachytes ce que la syénite éléolithique est à la syénite proprement dite (2). Cette roche est caractérisée par la combinaison de la sanidine avec la néphéline ou la leucite, quelquefois avec l'haüyne et la noséane. On y peut distinguer trois variétés :

Fig. 135. — Phonolithe de Thiézac (Cantal), d'après MM. Fouqué et Michel-Lévy — 1, sanidine ; 2, noséane ; 3, hornblende. Grossissement, 120 diamètres.

1° *Phonolithe à Néphéline*, de beaucoup la plus fréquente. Les éléments dominants, sanidine et néphéline, sont accompagnés d'augite ou d'hornblende, de sphène, d'apatite et de magnétite. La pâte est formée de microlithes de néphéline, d'augite et d'orthose lamelleux. La teneur en silice est de 59 à 60 %. Cette roche, développée dans les Monts Dore, notamment aux roches Tuilière et Sanadoire, offre une tendance marquée à se diviser en plaques minces qu'on utilise comme ardoises et qui rendent sous le marteau un son clair, d'où le nom de phonolithe (*klingstein*).

2° *Phonolithe à Leucite*, essentiellement formée de sanidine et de leucite. On la rencontre surtout dans la Campagne romaine.

Tout élément amorphe semble faire défaut dans les phonolithes. Souvent les

(1) *Op. cit.* Pl. XXI.
(2) Rosenbusch, *op. cit.*, p. 208.

Digitized by Google

petits cristaux d'orthose vitreux s'y détachent nettement sur un fond verdâtre, donnant à la roche un aspect porphyrique.

La figure 135, empruntée à MM. Fouqué et Michel-Lévy (1), donnera une idée de la remarquable texture microlithique de certaines phonolithes. On y peut observer, au milieu des microlithes, un grand nombre de sections, les unes rectangulaires, les autres hexagonales qui, demeurant constamment éteintes entre les nicols croisés, doivent être rapportées à l'haüyne et à la néphéline. Quant aux parties noires, elles correspondent à la magnétite.

Famille andésitique. Dacite. — Les roches de la famille trachytique dans lesquelles le plagioclase domine ont reçu le nom d'*Andésites*, créé par de Buch pour certaines roches de la chaîne des Andes, dont le feldspath a été regardé tantôt comme une espèce distincte, sous le nom d'*andésine*, tantôt comme le résultat de l'altération de l'oligoclase. Presque tous les trachytes des anciens auteurs doivent être rangés aujourd'hui dans cette catégorie.

Certaines andésites sont quartzifères et atteignent une teneur en silice de 66 %. M. Stache leur a donné le nom de *Dacites*. Leur composition normale comporte des cristaux anciens de mica noir, d'amphibole ou de pyroxène, de plagioclase (surtout de labrador) et de quartz bipyramidé, dans une pâte de microlithes d'oligoclase avec traînées pétrosiliceuses et sphérolithes, au milieu de laquelle se sont développés ultérieurement de l'opale, du tridymite et de la chlorite.

Beaucoup de dacites offrent l'aspect des porphyres quartzifères, notamment celles de Nagyag et d'Offenbanya en Transylvanie. Leur pâte est microcristalline, mais laisse apercevoir çà et là quelques restes de matière amorphe. Ces roches forment la transition entre le groupe acide et le groupe neutre.

Le porphyre *bleu turquin* de Saint-Raphaël, dans l'Esterel, mérite à divers égards le nom de dacite. Il contient, avec des noyaux de quartz, de gros cristaux d'un feldspath en partie décomposé qu'on a rapporté à l'andésine; c'est essentiellement une andésite porphyroïde et quartzifère, variable du reste dans sa composition et susceptible de se charger notablement d'amphibole.

Andésites proprement dites. — Les andésites peuvent se diviser en trois classes, suivant que le minéral dominant, parmi ceux qui sont associés au feldspath, est le mica noir, l'amphibole ou le pyroxène (2).

1° *Andésite à mica noir.* On y observe :

I. Mica noir dominant, amphibole, labrador, magnétite et, accessoirement, apatite, sanidine, sphène.

II. Microlithes d'oligoclase. De plus, à l'état de séparations dans la pâte, tridymite, opale, quartz, calcédoine, chlorite.

2° *Andésite amphibolique* (*Timazite*).

I. Amphibole dominante, mica noir, pyroxène, labrador, magnétite et, accessoirement, sanidine, sphène, apatite, fer titané, spinelle-pléonaste.

(1) *Op. cit.*, Pl. XLVI.
(2) Fouqué et Michel-Lévy, *op. cit.*, p. 166.

Digitized by Google

II. Microlithes d'oligoclase et de magnétite; accessoirement microlithes d'orthose, d'albite, de pyroxène et séparations de tridymite, opale, quartz et calcédoine.

3° *Andésite pyroxénique.*

I. Pyroxène, labrador, magnétite et accessoirement anorthite, hypersthène, apatite.

II. Microlithes d'oligoclase, d'albite et de magnétite, accessoirement microlithes d'augite et séparations de tridymite et d'opale.

C'est à l'andésite amphibolique qu'appartiennent les importants massifs de la roche de Hongrie et de Transylvanie, connue sous les noms de *Grünsteintrachyt* et de *Trachydiorite*. Il en est de même de la plupart des roches trachytiques du Siebengebirge et de celles d'Auvergne (plateau Durbize, Rigolet-Haut, laves des Puys de Pariou, de Louchadière, de Volvic, du Liorant); enfin ce type est largement représenté dans les Andes, à Ténériffe, et au Mexique.

La figure 136, empruntée à MM. Fouqué et Michel-Lévy (1), représente une andésite amphibolique du Cantal. Une foule de petits microlithes d'oligoclase forment la pâte, conjointement avec une sorte de pavage microscopique de tridymite (voir surtout le coin de la figure, en haut, à gauche) et avec des traînées d'opale hyalitique, comme celle qui, dans le haut de la figure, s'étend entre les cristaux 2 et 1 d'une part, et le cristal 3 de l'autre. Les parties noires représentent du fer oxydulé.

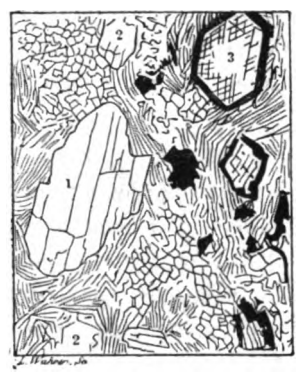

Fig. 136. — Andésite de Saint-Jacques-des-Blats (Cantal), d'après MM. Fouqué et Michel Lévy. — 1, labrador; 2, augite; 3, hornblende. Grossissement, 80 diamètres.

La teneur moyenne en silice des andésites amphiboliques est de 60 %. Il y a 6 % de chaux et 7 % d'alcalis. La densité est de 2,7 à 2,8.

L'andésite pyroxénique comprend une partie des roches désignées par Abich sous le nom de *trachydolérites*.

M. de Richthofen a décrit sous le nom de *Propylite* une roche connue en Transylvanie et en Hongrie, mais surtout dans les États-Unis de l'ouest et généralement associée à de riches gisements métallifères. Cette roche, très voisine des andésites amphiboliques et pouvant quelquefois devenir quartzifère, est considérée par M. Zirkel (2) comme contenant un plagioclase rempli d'hornblende, tandis que les grands cristaux de cette dernière substance sont complètement transformés en épidote. L'apatite s'y rencontre.

L'andésite pyroxénique contient de 58 à 60 % de silice. La pâte vitreuse y est plus fréquente que dans l'andésite amphibolique, et la texture fluidale s'y montre souvent. Ce type est représenté en Auvergne, à Santorin, en Hongrie, en Styrie, dans les Andes et à Java. Tandis que les andésites amphiboliques for-

(1) *Op. cit.*, Pl. XXVIII.
(2) *U. S. Exploration of the 40th Parallel, Microscopic Petrology*, p. 10.

Digitized by Google

ment des masses qui ont été généralement désignées sous le nom de trachytes, les andésites pyroxéniques constituent essentiellement des coulées de laves.

c. *TYPE VITREUX*

Obsidienne, Ponce. — L'*Obsidienne* (1), ou *verre des volcans*, est, par excellence, un verre naturel, représentant le type vitreux des trachytes et des andésites. Sa teneur en silice, variable de 60 à 80 %, se tient le plus souvent aux environs du chiffre caractéristique de l'orthose. On y observe de 8 à 19 % d'alumine, un peu d'alcalis, d'oxyde de fer et de chaux, et une teneur en eau tantôt nulle, tantôt atteignant au plus 1/2 %. La densité est de 2,41 à 2,57.

De toutes les roches vitreuses, l'obsidienne est la plus pauvre en inclusions cristallines. On n'y observe pas de quartz, mais seulement des grains de sanidine. Certaines variétés d'Islande et des Açores ont une pâte entièrement dépourvue de séparations cristallines microscopiques, et beaucoup d'obsidiennes du Mexique sont remplies de trichites et de granules globulitiques, qui représentent la forme la plus simple de la dévitrification.

Fig. 137. — Obsidienne de Milo (d'après M. Fouqué). Grossissement, 500 diamètres.

La figure 137 représente, d'après M. Fouqué (2), une obsidienne andésitique de l'île de Milo, en Grèce, où le magma vitreux contient des rangées fluidales de petits microlithes pyroxéniques, alternant avec des trichites, les uns vitreux, les autres garnis de granules cristallitiques de magnétite et de pyroxène.

Certaines obsidiennes, notamment celles d'Islande, dites *agates noires*, sont extraordinairement riches en pores gazeux. Tel est le cas des obsidiennes, si remarquablement exemptes d'inclusions cristallines, qu'on rencontre à l'état de grains ou de noyaux aplatis (pierre à bouteilles) dans le sable de Moldauthein en Bohême, et dans les tufs du Mont-Dore. La *marékanite* et la *moldawite* sont des variétés d'obsidienne.

La *Ponce* n'est autre chose qu'une obsidienne spongieuse. Sa teneur en silice varie de 57 à 73 % et sa densité de 1,98 à 2,57. On remarque que les pores gazeux y sont d'autant plus abondants que les cristaux microscopiques enclavés sont moins nombreux. Quand les cristaux s'y développent en assez grande quantité, il en résulte une roche à la fois trachytique et vésiculaire, qui prend le nom de *trachyte ponceux*.

(1) Ainsi nommée d'*Obsidius*, qui la rapporta le premier d'Ethiopie.
(2) Fouqué et Michel-Lévy, *op. cit.*, Pl. XVI

Digitized by Google

TABLEAU DES ROCHES NEUTRES.

TEXTURE.			DÉSIGNATION DES ROCHES.				
			A ORTHOSE AVEC		*A PLAGIOCLASE AVEC*		*A NÉPHÉLINE OU LEUCITE.*
TYPE GÉNÉRAL.	*TYPE SPÉCIAL.*	**Mode.**	AMPHIBOLE OU PYROXÈNE.	MICA NOIR.	AMPHIBOLE OU PYROXÈNE.	MICA NOIR.	
GRANITOÏDE.	*GRANITIQUE.*	**Granitique.**	Syénite amphibolique, S. pyroxénique. *Banatite.*		Diorite quartzifère.		Syénite éléolithique (S. zirconienne, Foyaïte, Miascite, Ditroïte) *Teschénite.*
		Microgranitique.	Minette amphibolique.	Minette (Ortholithe).		Kersantite.	
	GRANITO-PORPHYRIQUE.	**Microgranulitique.**			Porphyrite quartzifère.	Porphyrite micacée.	
TRACHYTOÏDE.	*TRACHYTO-PORPHYRIQUE.*	**Microlithique.**	Orthophyre quartzifère. Orthophyre proprement dit. *Sanidophyre.*		Porphyrite { amphibolique. pyroxénique.		Porphyrite à Liebénérite.
	TRACHYTIQUE.	**Microlithique.**	*Domite. Trachyte.*		*Dacite. Andésite amphibolique. Andésite pyroxénique.*	*Andésite micacée.*	*Phonolithe à Néphéline. Ph. à Leucite. Leucitophyre.*
VITREUX.	*VITREUX.*	**Cristallitique.**	*Obsidienne et ponce.*				

Digitized by Google

CHAPITRE IV

GROUPE DES ROCHES BASIQUES

Les roches basiques présentent une moins grande variété de texture que les autres séries. La tendance à la cristallisation de la pâte tout entière y est visible. Tantôt cette cristallisation est confuse et les éléments ont un aspect enchevêtré; tantôt les traces de la fluidité primitive s'accusent par l'orientation des petits cristaux. De plus, les séries modernes sont souvent vacuolaires.

L'élément ferro-magnésien dominant joue un rôle important dans la spécification des roches basiques. A l'exemple de MM. Rosenbusch, Fouqué et Michel-Lévy, nous nous en servirons pour établir une division en familles.

§ 1

SÉRIE ANCIENNE

A. *TYPE GRANITOÏDE*

Famille de l'amphibole. Diorite. — La *Diorite* (1) est un mélange granitoïde de plagioclase et d'hornblende, où l'on peut distinguer deux variétés, suivant que le feldspath dominant est l'oligoclase ou le labrador.

1° *Diorite à oligoclase* (*diorite andésitique* de MM. Fouqué et Lévy).

I. Amphibole, magnétite, sphène, oligoclase; accessoirement, pyroxène, mica noir, apatite, fer titané, orthose ou labrador, pyrite.

II. Mélange d'oligoclase et d'amphibole, de cristallisation parfois simultanée, et quartz granulitique; développement postérieur de chlorite.

Cette variété contient en moyenne 51 % de silice et 5,5 % d'alcalis, avec 18,50 d'alumine, 11 de fer, 7,5 de chaux et 6 de magnésie. L'oligoclase y offre des surfaces nettes et bien striées.

Comme exemples de diorites à oligoclase, on peut citer celles du château Gélin à Trémeven, en Bretagne, et de Créach-Maria, près Quimper (2).

2° *Diorite à labrador.*

I. Amphibole, magnétite, sphène, labrador; accessoirement pyroxène, mica noir, apatite, fer titané, oligoclase ou anorthite, pyrite.

II. Mélange d'amphibole et de labrador; quartz granulitique; développement ultérieur de sphène et de fer titané.

Cette roche, connue en Scandinavie et en Bretagne, ne diffère de la variété

(1) Ce nom a été tiré par Haüy du grec *diorizô*, pour marquer le contraste que la différence de couleur établit habituellement entre les deux éléments fondamentaux de la roche, l'un blanc et l'autre d'un vert foncé.

(2) Ch. Barrois, *Ann. de la Soc. géol. du Nord*, t. VIII, p. 112.

Digitized by Google

précédente que par la substitution à l'oligoclase de feldspaths plus riches en chaux et moins bien pourvus d'alcalis. Les types bretons de la diorite labradorique s'observent à Kermorvan et à Kervouyée, près Quimper, où le plagioclase est en grands cristaux maclés (1).

Certaines variétés de diorite, comme celle de Clefcy, dans les Vosges, se chargent assez de mica pour mériter le nom de *diorites micacées*, et représentent alors l'équivalent dioritique des Minettes et des Kersantons.

Quelques diorites deviennent schisteuses par l'alignement de l'amphibole et passent alors à de véritables *Amphibolites*, difficiles à distinguer de celles qui sont intercalées dans le terrain primitif.

Certaines variétés de diorite sont très chargées de calcite et donnent avec les acides une effervescence notable. Le nom d'*Hémithrène* a été créé pour ces roches, représentées dans le Plateau central ainsi que dans les Côtes-du-Nord. Il paraît qu'on doit les considérer comme le produit de l'altération de diorites plus ou moins quartzifères; l'amphibole seule y est restée intacte et ses cristaux, souvent de très grandes dimensions, sont cimentés par de la calcite et des cristaux altérés de plagioclase avec quartz, épidote et pyrite.

On a donné le nom de *Diorite orbiculaire* ou *Corsite* à une roche de Corse, remarquable par sa disposition sphéroïdale qui en fait un objet d'ornement. Cette diorite est constituée par une association d'environ 60 % d'amphibole et de 40 % d'anorthite, d'où résulte une teneur en silice de moins de 45 %. Les parties radiées des sphères sont presque exclusivement formées de feldspath, en fines aiguilles que les plus forts grossissements ne parviennent pas à isoler et les zones radiées sont séparées les unes des autres par des enveloppes écailleuses d'hornblende, associée à un pyroxène dichroïque (2).

Famille du pyroxène : 1° à diallage dominant; Gabbro, Euphotide. — On donne le nom de *Gabbro* (3) à une roche granitoïde verdâtre dépourvue de matière amorphe, qui est essentiellement formée de plagioclase et de diallage. Ce dernier minéral étant étroitement allié au pyroxène, on peut si l'on veut, avec M. Rosenbusch (4), considérer le gabbro comme une simple subdivision de la diabase et, de fait, le passage du gabbro à cette dernière roche s'observe à Harzbourg et en divers points de l'Italie septentrionale.

Le plagioclase du gabbro est le plus souvent du labrador ou de l'anorthite. Le diallage est fréquemment associé à un pyroxène rhombique (hypersthène, enstatite ou bronzite). La teneur en silice est de 52 %; les alcalis ne forment que 2 % et il y a 15 % de chaux.

Au nombre des gabbros, c'est-à-dire des roches anciennes à diallage, doit être rangée, en raison de son âge triasique, l'*Euphotide* du mont Genèvre, qui pré-

(1) Ch. Barrois, *loc. cit.*

(2) Rosenbusch, *op. cit.*, p. 268.

(3) La signification qui a prévalu en pétrographie pour le mot *gabbro* l'éloigne de son acception primitive, car il a été d'abord appliqué en Italie à un ensemble de roches métamorphiques.

(4) *Op. cit.* p. 459.

Digitized by Google

sente, à l'œil nu, une association de feldspath mat verdâtre et de diallage vert foncé, à reflets éclatants. Au microscope, le feldspath se montre entièrement transformé en Saussurite (1). Le diallage, associé à l'hornblende, est mâclé avec de l'actinote.

Sur le bord des épanchements, l'euphotide se transforme en *Variolite*, roche que sa texture éloigne complètement du type granitoïde.

2° à Augite dominant ; Diabase. — La *Diabase* est un mélange granitoïde, à grain ordinairement plus fin que la diorite, de plagioclase et de pyroxène augite. Sa couleur, d'un vert généralement tranché, lui a fait donner en Allemagne le nom de *grünstein*, en Angleterre celui de *greenstone*. La pâte de la diabase est souvent à grain si fin qu'elle paraît tout à fait compacte.

De même que pour les diorites, il y a lieu de distinguer des *diabases à oligoclase*, des *diabases à labrador* et des *diabases à anorthite*. Dans ces diverses variétés des cristaux anciens de pyroxène, de magnétite, de sphène et de feldspath, avec amphibole, mica noir, fer titané, apatite accessoires, sont moulés par une pâte de pyroxène et aussi de feldspath. Le quartz granulitique se présente parfois et on observe de fréquentes épigénies du pyroxène en diallage, amphibole et mica noir.

Beaucoup de roches vertes habituellement décrites comme diorites, notamment celles qui traversent en filons le terrain cambrien du Cotentin et de l'Armorique, sont de véritables diabases. Le type de ces roches, avec peu ou point d'amphibole, se trouve en Saxe, en Thuringe, dans le Hartz, le Nassau et le Fichtelgebirge.

Les diabases sans quartz ont, dans le Hartz, 44,6 % de silice. Les alcalis, réduits à la soude, n'y forment que 4 % et la proportion de chaux dépasse 12,5.

La chlorite ou tout au moins la *viridite* (espèce de chlorite plus facilement attaquable par les acides), y apparaît comme un produit d'altération du pyroxène et même du feldspath. On peut assigner la même origine à la calcite, dont certaines diabases sont imprégnées au point d'avoir mérité le nom d'*aphanites calcarifères* (le mot aphanite rappelant la finesse de leur grain). Ces variétés forment le pendant des hémithrènes.

Les diabases, le plus souvent labradoriques, abondent en Bretagne, où M. Barrois a signalé, sur le versant nord des Montagnes Noires, un filon de cinquante kilomètres (2). Le pyroxène de ces roches est souvent transformé en une matière serpentineuse, qui a fait croire à quelques auteurs que le péridot olivine avait dû être un des éléments primitifs de la roche ; mais M. Barrois n'a jamais rencontré de traces de ce minéral et à ses yeux la serpentine doit provenir du pyroxène ou de l'enstatite.

(1) Michel-Lévy, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 251.
(2) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 178. — *Annales de la Soc. géol. du Nord* VII, p. 264; VIII, p. 117.

Digitized by Google

La figure 138 représente, d'après le R. P. Renard, une diabase de Challes, près Stavelot (Belgique). Le quartz y est abondant et, malgré ses inclusions liquides, offre les apparences d'un produit d'altération. A l'œil nu, le grain de la roche est compact et la pâte semble homogène. C'est surtout au voisinage de l'augite et à ses dépens que la chlorite paraît s'être développée.

On a donné le nom de *Spilite* à une roche des Vosges et du Nassau, qui n'est autre chose qu'une diabase amygdaloïde, dont les cavités ont été remplies par de la calcite.

Quant au *Schalstein* du Nassau, il paraît être un tuf de diabase, à la fois schisteux et amygdaloïde.

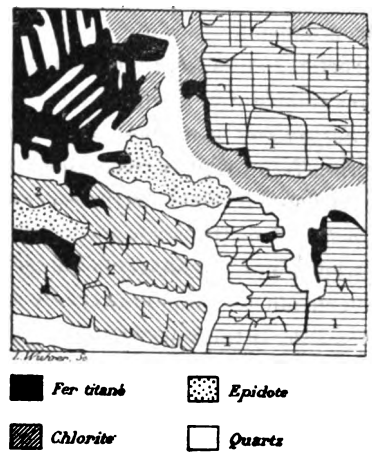

Fig. 138. — Diabase de Challes (d'après le R. P. Renard). — 1, pyroxène augite ; 2, feldspath altéré ; Grossissement, 40 diamètres.

Famille du Péridot ; 1° avec feldspath. — La présence du péridot olivine, comme élément de première consolidation, dans les diabases et les gabbros, donne lieu à une série de roches mixtes auxquelles conviennent les noms de *diabase à olivine*, *gabbro à olivine*, etc. La substitution de l'olivine au diallage, dans un gabbro, donne la *pierre truitée* (*Forellenstein*). A cette catégorie, où la teneur en silice est d'environ 50 %, appartiennent le gabbro noir de Volpersdorf en Silésie et ceux du Radauthal et d'Hüttenberg près Ocker.

2° sans feldspath ; Péridotites. Serpentines. — Mais le Péridot peut aussi donner naissance à des roches dépourvues de feldspath, auxquelles M. Rosenbusch (1) a appliqué le nom de *Péridotites*.

Les péridotites granitoïdes résultent des combinaisons suivantes :

1° Olivine avec augite. Ce sont les *Picrites*, véritables diabases sans feldspath, observées par M. Gümbel dans le Fichtelgebirge.

2° Olivine avec diallage ; ce sont des gabbros à olivine, dépourvus de feldspath et faisant le pendant de la pierre truitée.

3° Olivine avec enstatite ; il en résulte des norites (voir plus loin) sans feldspath.

4° Olivine avec diallage et enstatite.

Dans toutes ces roches, il y a de la magnétite, du fer titané ou ilménite, du fer chromé et du spinelle chromifère (picotite).

La combinaison de l'olivine avec le diallage et l'enstatite est réalisée en divers points de la Norvège, notamment à Kalohelmen, où la roche contient 37,42% de silice avec 48,22 de magnésie et un peu de nickel (2). Mais c'est surtout à

(1) *Op. cit.*, p. 525.
(2) Von Lasaulx, *Petrographie*, p. 338.

Digitized by Google

Almeklov, près du Gudalsvand, que cette péridotite (*olivinfels*) avec ses cristaux d'enstatite de 0m,03 de long, est le mieux développée (1). Dans le voisinage s'observe une variété de péridotite contenant de l'anorthite.

Dans toutes les péridotites, à commencer par celles de la Norvège, ainsi que dans les roches à enstatite, un phénomène très fréquent est la transformation plus ou moins complète du péridot-olivine et de l'enstatite en serpentine, d'où résultent des *Serpentines* anciennes, chacune correspondant à une des quatre variétés énumérées. Telles sont la serpentine à bronzite de la Saxe, celle à enstatite de Baste, où l'enstatite (*Protobastite*), s'est transformée par hydratation en *Bastite* ou *Schillerspath* à lamelles planes très brillantes, d'éclat métallique. Ensuite viennent les serpentines à diallage de Volpersdorf, celles du cap Lizard en Cornouailles, les serpentines chromifères des Vosges. Ces dernières paraissent être le terme extrême de la transformation d'une roche d'olivine et de fer chromé, dont on connaît, sous le nom de *Dunite*, un gisement dans la Nouvelle-Zélande. On peut suivre dans certaines serpentines, notamment dans celles de Baste au Hartz, le réseau de fissures à angle droit par lequel s'opère la transformation progressive de l'enstatite en serpentine.

Il y a des serpentines bréchiformes, constituées par des fragments anguleux et parcourus de mille fissures, que cimente du carbonate de chaux spathique. Ces roches, très propres à l'ornement par suite du contraste des veines blanches de calcite avec la pâte verte et rouge de la serpentine, ont reçu le nom d'*ophicalces*.

Famille de l'Enstatite : Norite. — La combinaison du plagioclase avec un pyroxène rhombique du groupe de l'enstatite donne la *Norite*. Il y a des norites labradoriques et des norites anorthiques; des cristaux d'hypersthène et de fer oxydulé y sont cimentés par une pâte verte très granulitique, composée, dans le premier cas, de labrador, dans le second, d'anorthite. Le diallage et le mica magnésien peuvent se présenter accessoirement; mais l'amphibole fait toujours défaut.

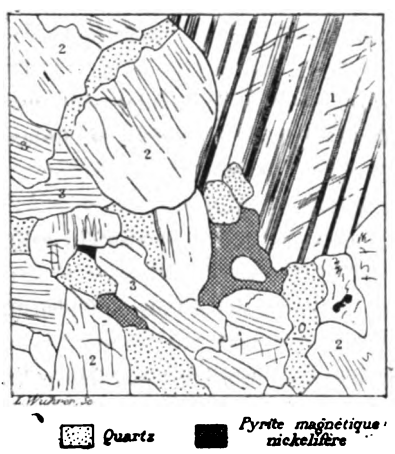

Fig. 139. — Norite de Norvège (d'après MM. Fouqué et Michel-Lévy. — 1, anorthite; 2, enstatite; 3, Mica noir. Grossissement, 30 diamètres.

Le type de la combinaison enstatite et plagioclase est la *roche à protobastite* du Hartz. On doit ranger aussi dans cette classe les norites à enstatite de la Scandinavie (Hitteroë, Graahoerne, Egersund) et l'ancienne hypérite de l'île Saint-Paul, sur la côte du Labrador.

Les norites contiennent de 42 à 50 % de silice.

La figure 139 donnera une idée de la texture franchement granitoïde des roches

(1) Kjerulf. *Geologie des südl. und mittleren Norwegen*, p. 269.

Digitized by Google

de ce groupe. Elle représente, d'après MM. Fouqué et Michel-Lévy (1), une norite de Romsas, paroisse d'Askim en Norvège. On y voit un grand cristal d'anorthite avec lamelles hémitropes, des cristaux d'enstatite et de mica noir, du quartz granulitique et de la pyrite nickélifère.

B. *TYPE TRACHYTOÏDE*

Texture porphyrique. — Le type trachytoïde est réalisé, dans la classe des roches basiques anciennes, par une série, en quelque sorte continue, de roches à pâte d'un vert foncé tirant sur le noir, dont la texture apparente varie depuis celle d'un porphyre franc, comme le *porphyre vert antique*, jusqu'au grain compact et aphanitique des *mélaphyres*. Nous y distinguerons donc deux groupes, d'ailleurs intimement liés l'un à l'autre, le groupe *porphyrique* et le groupe *melaphyrique*. Si maintenant on considère que l'association porphyroïde du plagioclase et de l'amphibole est très rarement réalisée; que, de plus, le péridot olivine est un élément essentiel des mélaphyres, dans lesquels le pyroxène n'apparaît que par exception, il en résultera qu'aux deux mots de groupe porphyrique et groupe mélaphyrique on pourra substituer, si l'on veut, ceux de *famille du pyroxène* ou *de l'augite* et *famille du péridot*.

Porphyres diabasiques. — Une association porphyroïde de plagioclase et d'augite peut être considérée comme une variété porphyrique de diabase. C'est pourquoi, suivant l'exemple des pétrographes allemands, qui ont décrit les roches correspondantes sous le nom de *Diabasporphyrit* (2), nous les appellerons *Porphyres diabasiques* ou *Diabasophyres*.

Leur composition essentielle comporte des cristaux de pyroxène, de labrador, de mica noir et de magnétite, dans une pâte microlithique d'oligoclase (rarement de labrador) et de magnétite, avec développement ultérieur d'épidote et de quartz. Il y a toujours, selon M. Rosenbusch, une certaine proportion de matière amorphe, plus ou moins individualisée.

C'est dans cette catégorie qu'il convient de ranger les *porphyres labradoriques* de divers auteurs, notamment les porphyres à pâte d'un vert violacé, avec cristaux de labrador d'un blanc verdâtre, de Belonchamp et Faucogney, dans la Haute-Saône, ainsi que ceux de Belfahy et des environs de Giromagny. De même il y faudrait comprendre le *porphyre vert antique* (*porfido verde antico*) de Marathonisi en Morée, où M. Delesse a trouvé 52,55 % de silice, en même temps qu'il s'assurait que les cristaux avaient la composition du labrador.

Dans quelques-unes de ces roches, notamment dans celle de Faucogney, la texture fluidale est bien marquée.

Augitophyres, Trapps, etc. — La disparition à peu près complète du feldspath dans un porphyre diabasique fait naître un nouveau type, c'est l'*Augi-*

(1) *Op. cit.*, Pl. XLII.
(2) Rosenbusch, *op. cit.*, p. 373. — Von Lasaulx, *Petrographie*, p. 294.

Digitized by Google

tophyre (*augitporphyr*), roche à grain compact d'augite avec magnétite et un peu de plagioclase, renfermant des cristaux d'augite en prismes courts. Cette roche, développée dans le Tyrol méridional, où elle renferme environ 49 °/₀ de silice, voit quelquefois ses cristaux d'augite prendre, sans perdre leur forme, les clivages de l'amphibole. Il en résulte un *porphyre à ouralite*.

Lorsque le mica noir devient abondant, non seulement parmi les cristaux anciens, mais encore dans la pâte microlithique, le porphyre diabasique se transforme en une espèce de *minette* basique. Si en outre le grain devient aphanitique, on obtient les types souvent désignés sous les noms de *Trapps* et de *Basanites* dans les bassins houillers de l'Angleterre et du Plateau central de la France (1). Ces roches peuvent contenir du péridot qui les fait passer aux mélaphyres.

M. Michel-Lévy, qui a spécialement étudié les trapps du Morvan, auxquels il donne le nom de *porphyrites micacées*, y reconnaît des cristaux d'augite dans une pâte microlithique de mica noir et de feldspath avec ou sans augite, renfermant souvent une certaine proportion de matière amorphe. Le type le plus basique, celui qui contient du péridot microscopique, est extrêmement voisin du basalte contient une notable proportion de magnétite.

C'est dans cette classe que doivent être rangés les trapps et porphyres trappéens de beaucoup de bassins houillers, tels que celui de Brassac, la *roche noire* de Fins et de Noyant (Allier) et le trapp de Fourneaux dans la Loire.

Variolite. — La combinaison d'une pâte amorphe avec des cristaux, dans le groupe des roches à diallage ou euphotides, donne lieu à un type globulaire très intéressant, celui de la *Variolite* de la Durance (2). Dans une pâte d'un vert foncé sont accumulés des sphéroïdes ayant depuis la grosseur d'un pois jusqu'à celle d'une noisette et composés de fibres d'oligoclase, de granules pyroxéniques et de lamelles d'actinote. La pâte, à texture fluidale et perlitique parfois très nette, contient les mêmes éléments. La masse de la roche renfermant 55,29 °/₀ de silice, la pâte enveloppant les globules n'en renferme que 45 °/₀, tandis que ces derniers en offrent, selon M. Delesse, 57,22 °/₀. Pour M. Michel-Lévy, la variolite est le terme vitreux de la série des euphotides; elle occupe le bord des épanchements de ces roches; servant de condenseur aux émanations qui provenaient du centre, elle s'est chargée d'un léger excès de silice et ainsi l'oligoclase s'est développé dans les globules à la place du labrador.

Des actions ultérieures ont déterminé le remplissage des filons et des vacuoles de la variolite par de la serpentine, de la calcédoine, de l'opale, de la calcite, etc.

Mélaphyre. — Le *Mélaphyre* est l'équivalent trachytoïde du diabase à olivine. Sa composition essentielle comporte des cristaux de plagioclase, de péridot et de magnétite et quelquefois d'augite. Tantôt le plagioclase en cristaux est du labra-

(1) Fouqué et Michel-Lévy, *op. cit.*, p. 167. — *Compte rendu de l'excursion de la Société géol. de France dans le Morvan en* 1879.

(2) Michel-Lévy, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3ᵉ série, V, p. 232.

Digitized by Google

dor, tandis que les microlithes feldspathiques appartiennent à l'oligoclase; tantôt le premier est de l'anorthite et les microlithes sont du labrador. La calcédoine figure toujours parmi les produits secondaires, ainsi qu'un minéral chloriteux ou terre verte et il y a dans la pâte une certaine proportion de matière amorphe, plus ou moins dévitrifiée. A l'œil nu, la roche paraît compacte.

Les types du mélaphyre s'observent à Ilfeld dans le Hartz, à Planitz, à Zwickau où l'on y voit des cristallites arborescents, (que M. Jentzsch a décrits comme des organismes), à Wildenfels en Saxe, où leur analogie avec les basaltes les a fait désigner sous le nom de *Basaltites*, enfin en Bohême.

Les mélaphyres sont souvent amygdaloïdes et ont leurs cavités remplies de calcite, zéolithes et autres minéraux. Leur couleur, d'un gris noirâtre ou d'un noir verdâtre quand la roche est fraîche, passe au brun ou au jaunâtre sous l'influence de l'altération atmosphérique. Leur teneur en silice est d'environ 55 %. Il y a 4,5 % d'alcalis, 7 % de chaux 6,5 % d'oxyde ferreux et 3 % de magnésie.

c. *TYPE VITREUX*

Pechstein mélaphyrique. — Il existe au Weisselberg, près Saint-Wendel, une roche basique vitreuse, intimement liée au mélaphyre et que M. von Lasaulx (1) a décrite comme *melaphyrpechstein*, tandis que M. Rosenbusch en a fait un *diabaspechstein*. En tout cas, cette roche, formée d'une pâte vitreuse homogène, avec grains microscopiques d'olivine, de magnétite et de plagioclase, représente évidemment l'équivalent vitreux du mélaphyre, vis-à-vis duquel elle remplit exactement le même rôle que les pechsteins à l'égard des roches acides anciennes.

§ 2

SÉRIE MODERNE

a. *TYPE GRANITOÏDE*

Mode granitique. Famille du pyroxène; 1° à diallage dominant : Euphotide. — Lorsque, dans une roche granitoïde pourvue de plagioclase, le diallage l'emporte manifestement sur le pyroxène augite, il en résulte de véritables *gabbros*, avec ou sans olivine, auxquels, pour les distinguer des gabbros anciens, nous appliquerons, avec MM. Fouqué et Lévy, la dénomination d'*Euphotides* (2).

Le type de ces roches, par sa texture franchement granitique, est l'euphotide de la Impruneta, près de Florence, où le plagioclase dominant est du labrador ayant subi une altération spéciale qui l'a fait prendre à tort pour de la saussurite. Le diallage y est pénétré d'hornblende. Quelquefois la place du diallage est

(1) *Petrographie*, p. 226.

(2) Le nom d'*Euphotide*, créé par Haüy, vient de *eu*, bien, et *phôs*, lumière, c'est-à-dire bien partagé en lumière, à cause du contraste agréable des minéraux constituants. L'Euphotide a reçu en Toscane le nom de *Granitone*.

Digitized by Google

occupée par de la *smaragdite*, espèce d'amphibole vert d'herbe. Les Euphotides à smaragdite se rencontrent près de Florence, sur la côte de Gênes et en Corse, où la combinaison de smaragdite et de labrador décomposé donne lieu à une roche d'ornement dite *verde di Corsica*.

Mais il y a des euphotides modernes qui ne se distinguent en rien des gabbros anciens. De ce nombre sont celles de la Ligurie (La Spezzia, Monte Ferrato, Castellina maritima).

Les euphotides des îles de Mull et de Skye sont des roches de diallage et d'olivine avec plagioclase très riche en inclusions vitreuses.

2° à Augite dominant : Dolérite. — La *Dolérite* (1) peut être considérée comme l'équivalent moderne des diabases. Elle est constituée par un mélange granitoïde d'augite et de plagioclase, ce dernier pouvant être, tantôt de l'oligoclase, tantôt du labrador. L'olivine s'y rencontre quelquefois et le fer oxydulé titanifère y est fréquent. La rareté du péridot rend les dolérites un peu plus riches en silice et plus pauvres en magnésie que les basaltes, dont elles représentent l'état granitoïde, et auxquels elles passent par l'intermédiaire de l'*Anamésite*, roche grenue qui se résout avec le secours de la loupe. Du reste, quelques dolérites contiennent assez de matière amorphe pour établir un passage du type granitoïde au type trachytoïde. Leur teneur en silice est de 50 à 51 %. Quelques dolérites sont porphyroïdes par suite du développement de gros cristaux d'augite et de plagioclase. De ce nombre sont celles de la Croix-Morand et du Puy de Barneire en Auvergne.

Le type de la dolérite se rencontre au Löwenburg, dans le Siebengebirge.

Une mention particulière est due à la dolérite à labrador d'Ovifak au Groënland. Cette roche contient des cristaux de labrador, de spinelle et de magnétite, dans une pâte formée de labrador et d'augite, au milieu de laquelle se sont développés de la serpentine et de nombreux granules de fer natif. C'est sur l'affleurement même de cette roche qu'ont été trouvées, par M. Nordenskjoeld, les célèbres masses de fer natif d'Ovifak, auxquelles on avait tout d'abord attribué une origine météorique. Ce fer, à la fois carburé et nickélifère, contient du protochlorure de fer qui entre facilement en déliquescence.

Famille du Péridot ; Lherzolithe, Serpentines. — La *Lherzolithe*, ainsi nommée de la localité de Lherz, dans l'Ariège, où se trouve son gisement, est un agrégat granitoïde d'enstatite brunâtre, de péridot incolore, de pyroxène verdâtre et de pléonaste ou de fer chromé, traversé par des fissures que remplit la serpentine. Cette roche ne contient pas de feldspath et l'apatite y est rare.

La serpentinisation commence en général par l'olivine, atteint ensuite l'enstatite et en dernier lieu le diallage.

Les bombes d'olivine qu'on observe dans les terrains volcaniques de l'Eifel et de l'Auvergne offrent souvent une composition très voisine de celle de la Lher-

(1) Du grec *doleros*, trompeur, à cause de sa ressemblance avec certaines diorites. Nom créé par Haüy.

Digitized by Google

zolithe, car elles sont formées par un mélange d'olivine et d'un pyroxène rhombique avec diallage et picotite. Cependant M. Rosenbusch les considère comme une concrétion propre aux basaltes et non comme un emprunt fait par ces roches à des lherzolithes préexistantes.

Les Péridotites modernes, c'est-à-dire les Lherzolithes, ont, comme les Péridotites anciennes, leur cortège de *serpentines*.

Famille de l'Enstatite. Hypérites. — Les norites ou roches anciennes à plagioclase et pyroxène rhombique ont leur pendant, parmi les roches modernes, dans les *Hypérites*, telles que celle de Saint-Egidi, dans la Styrie méridionale. Cette roche renferme des cristaux de plagioclase, de sanidine et d'hypersthène et ne contient pas de péridot. Mais il y a des hypérites récentes à olivine. En tout cas, que ce minéral soit présent ou non, les éléments constituants des hypérites sont l'hypersthène, le fer oxydulé et un feldspath qui peut être, soit le labrador, soit l'anorthite.

Mode ophitique. Ophites. — L'association du plagioclase, soit avec l'amphibole, soit avec un pyroxène diallagique, donne naissance, dans la région pyrénéenne, à un groupe de roches intéressantes par leur texture, qui représente une variété particulière du mode granitique. Ce mode est défini par la tendance du feldspath à former des cristaux allongés comme les microlithes, bien que de dimensions encore assez appréciables. MM. Fouqué et Lévy ont désigné cette texture sous le nom d'*ophitique*, parce que les roches qui la réalisent le mieux et dont nous allons nous occuper, font partie de celles pour lesquelles Palassou a créé le nom d'*Ophites*. Cette texture est d'ailleurs d'autant plus intéressante qu'à l'aide d'un recuit en deux temps, MM. Fouqué et Lévy ont réussi à la reproduire artificiellement par voie purement ignée.

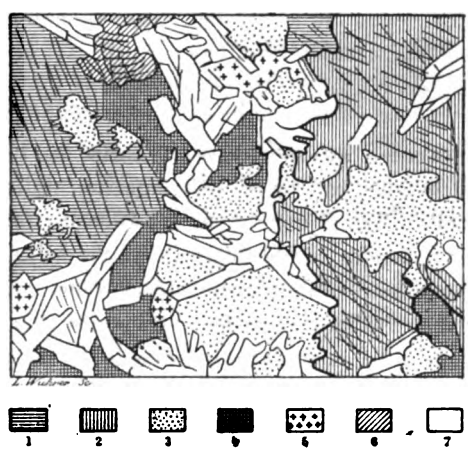

Fig. 140. — Ophite de Biarritz (d'après M. Michel-Lévy). — 1, amphibole; 2; pyroxène; 3, diallage; 4, chlorite; 5, quartz; 6, épidote; 7, oligoclase. Grossissement, 30 diamètres.

D'après M. Michel-Lévy (1), l'ophite est caractérisée par la présence constante du diallage ou d'un pyroxène passant au diallage, associé à des cristaux allongés d'un plagioclase, qui peut être tantôt de l'oligoclase (ophites de Salies, de Bastennes, de Biarritz, de Saint-Béat, etc.), tantôt du labrador (ophites de Laprabende et de Lès). La figure 140, qui représente

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VI, p. 156.

Digitized by Google

l'ophite de Biarritz (1), montre les petits cristaux d'oligoclase, formant avec l'augite et l'amphibole en grands cristaux, imprégnés de diallage, la pâte d'une roche où se sont développées ultérieurement la chlorite et l'épidote. Quant aux petits grains de quartz qui se montrent en divers points, leur séparation paraît avoir suivi de très près la consolidation du magma. Le fer titané est fréquent dans cette roche.

Les proportions relatives d'amphibole et de pyroxène varient beaucoup suivant les gisements d'ophites. En somme, ces roches représentent un type mixte correspondant à la fois, dans la série moderne, à la diorite, au diabase et au gabbro, mais dont la texture, la composition générale et les conditions de gisement sont assez constantes pour que le nom d'ophite nous semble devoir être conservé dans la science.

Toutefois, il y a lieu d'introduire ici une réserve importante. Plusieurs auteurs inclinent à penser que la majeure partie, sinon la totalité des ophites pyrénéennes appartient, non à la série moderne, mais à la période triasique, c'est-à-dire à la fin des éruptions anciennes. Si cette manière de voir, à laquelle des observations très récentes semblent avoir amené aussi M. Michel-Lévy, venait à se confirmer, il conviendrait de diviser les ophites en deux groupes, le groupe ancien et le groupe moderne, ce dernier étant représenté par les *dolérites ophitiques* que M. R. Bréon (2) a rapportées d'Islande.

La serpentine se rencontre dans quelques ophites à labrador, où elle apparaît comme épigénie de l'olivine.

B. *TYPE TRACHYTOÏDE*

Texture microlithique. Famille de l'augite; Labradorites. — Le type trachytoïde est représenté, dans la famille pyroxénique, par les roches auxquelles MM. Fouqué et Michel-Lévy ont donné le nom de *Labradorites*. Ce sont des mélanges microlithiques de labrador, de magnétite et d'augite, souvent avec pâte vitreuse interposée, entourant des cristaux anciens des mêmes éléments, auxquels s'adjoint parfois l'anorthite. L'apatite, l'ilménite, l'olivine, figurent parmi les éléments accessoires et le tridymite, ainsi que l'opale sont constamment au nombre des minéraux de formation secondaire.

Les labradorites sont représentées à Santorin, en Islande, où elles ont été désignées sous le nom de trapps, à l'Etna où elles constituent la plupart des laves et en Auvergne, où l'on y doit rapporter une partie des basaltes anciens. On peut considérer les labradorites comme un membre de la famille des basaltes (voir plus loin) différant des basaltes par l'absence du péridot et des téphrites par celle de la leucite et de la néphéline.

Famille de l'Augite et du Péridot; Basaltes. — La combinaison du plagioclase avec l'augite, l'olivine et la magnétite, jointe à une texture trachy-

(1) Fouqué et Michel-Lévy, *op. cit.*, Pl. XXV.
(2) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 334.

Digitized by Google

toïde et à la présence d'une certaine quantité de matière vitreuse, donne naissance à l'importante famille des ***Basaltes***.

A l'œil nu, ce sont des roches compactes, d'apparence homogène, à cassure mate, esquilleuse et de couleur noire. Leur densité est voisine de 3 et l'analyse y révèle 43 % de silice, avec 5 % d'alcalis, 12 % de chaux, 9 % de magnésie et 15 % d'oxydes de fer.

Les cristaux anciens sont : anorthite, labrador, pyroxène, olivine, magnétite et, accessoirement, ilménite, apatite, mélilite, picotite, zircon. Quelques auteurs admettent que le basalte peut contenir de l'oligoclase ou de l'andésine; mais cette opinion n'est pas acceptée par MM. Fouqué et Michel-Lévy. De tous les éléments anciens, l'olivine paraît être celui dont la consolidation remonte le plus loin ; ce minéral a subi toutes les influences du refroidissement de la pâte; si cette pâte est vitreuse, il se présente en cristaux; si elle est cristalline, ce qui est de beaucoup le cas le plus fréquent, il est en grains à contours complètement arrondis.

La pâte du basalte est formée par des microlithes de labrador ou d'anorthite, d'augite et de magnétite. Suivant que le labrador ou l'anorthite dominent, tant en cristaux qu'en microlithes, MM. Fouqué et Lévy distinguent des *basaltes labradoriques* et des *basaltes anorthiques*. La figure 141, empruntée aux mêmes auteurs (1), met en évidence la remarquable texture microlithique du basalte des plateaux dans le Cantal. Les gros individus d'olivine s'y montrent riches en fissures d'apparence perlitique et l'augite reste coloré en vert à la lumière naturelle tandis que, comme toujours, la magnétite demeure noire et opaque, même dans les plaques les plus minces. La pâte est formée de microlithes granuleux d'augite.

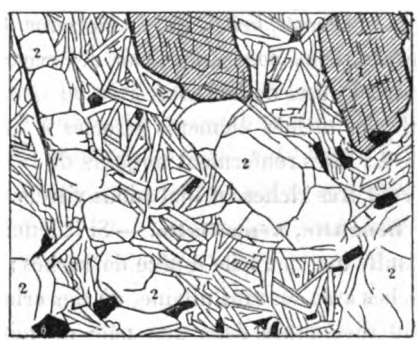

Fig. 141. — Basalte labradorique de la Thuilière, près Thiézac (Cantal), d'après MM. Fouqué et Michel-Lévy. 1, augite; 2, olivine. Grossissement, 20 diamètres.

Le basalte est généralement remarquable par la régularité de ses coulées et par la tendance qu'elles offrent à se diviser en prismes, habituellement hexagonaux, dont les axes, tantôt droits, tantôt courbes, se montrent perpendiculaires aux surfaces de refroidissement. La séparation prismatique des basaltes est donc un simple phénomène de retrait.

Téphrites, Leucitophyres, Leucotéphrites. — Les basaltes à plagioclase, tels qu'ils viennent d'être décrits, ne comprennent qu'une partie des roches autrefois rangées dans la grande famille basaltique. Il en est d'autres dont le caractère essentiel consiste en ce que les minéraux qui représentent l'élément blanc ou feldspathique, au lieu d'appartenir uniquement à la classe des véritables feldspaths, peuvent aussi être empruntés à celle des *amphigénides* ou

(1) *Minéralogie micrographique*, Pl. XLI.

Digitized by Google

leucitides, c'est-à-dire à la néphéline ou à la leucite. En même temps, le péridot devient rare ou absent. De là résulte un nouveau groupe de basaltes, que M. Rosenbusch (1) a réunis sous la commune dénomination de *Téphrites*, mais que MM. Fouqué et Lévy ont répartis entre plusieurs espèces, suivant la prédominance relative des divers leucitides.

Les *Téphrites*, au sens restreint, sont des laves basiques dans lesquelles la néphéline est un élément essentiel de la pâte microlithique, où elle est associée à l'augite, à l'oligoclase et au labrador. Les cristaux anciens consistent principalement en labrador, augite et magnétite. L'olivine s'y trouve fréquemment, mais pas à l'état d'élément essentiel.

La présence de la leucite, à titre essentiel, dans des roches basiques à texture microlithique, pourvues d'un minéral feldspathique, donne naissance à deux catégories de roches, les *Leucitophyres*, où se trouve la sanidine, et les *Leucotéphrites*, qui ne contiennent, avec la leucite, que du plagioclase.

Dans le leucitophyre, une pâte amorphe abondante, avec microlithes d'augite et de magnétite, enveloppe des cristaux de sanidine, de leucite, d'augite et de fer oxydulé, parfois aussi d'haüyne et de néphéline. A ce type appartiennent beaucoup de laves de l'Eifel, avec 49 % de silice, ainsi que les laves des monts Albains et celles de Capo-di-Bove.

Les *Leucotéphrites*, qui comprennent presque toutes les laves modernes du Vésuve, sont constituées par des cristaux de leucite, d'augite et de magnétite, souvent aussi de labrador, avec ou sans olivine, dans une pâte microlithique formée des mêmes éléments associés à la néphéline. Leur teneur en silice est de 48 %. Elles renferment toujours de la matière amorphe et les cristaux de leucite y sont très riches en inclusions vitreuses.

Leucitite, Néphélinite. — Si la leucite n'est associée à aucun plagioclase, il en résulte une nouvelle espèce de roches; ce sont les *Leucitites* ou *basaltes à leucite*, roches avec ou sans olivine, où des cristaux d'augite, de leucite et de magnétite sont disséminés dans une pâte de microlithes formés des mêmes espèces. La néphéline, l'haüyne, l'apatite, le sphène, l'ilménite, la picotite figurent parmi les éléments accessoires des leucitites, dont la teneur en silice varie de 43 à 45 %.

Enfin si c'est la néphéline qui domine, on a le *basalte à néphéline*, dit aussi *Néphélinite* et pouvant, comme les leucitites, être pourvu ou dépourvu d'olivine; c'est un agrégat de microlithes d'augite, de néphéline et de magnétite, ne contenant que des traces de matière vitreuse et entourant des cristaux d'augite, de magnétite, parfois aussi d'olivine; accessoirement, parmi les cristaux anciens, on rencontre la néphéline, la leucite, l'haüyne, l'apatite, le sphène, l'ilménite et le grenat-mélanite. — La néphélinite de Katzenbuckel, dans l'Odenwald, renferme, d'après M. Rosenbusch, 42,3 % de silice et 3,59 % d'eau. Celle de Herchenberg ne contient que 41 % de silice.

Les néphélinites sont quelquefois vésiculaires, comme les laves à haüyne de

(1) *Op. cit.*, p. 486.

Digitized by Google

l'Eifel et de Niedermendig, qui parfois, du reste, à cause de la fréquence de ce minéral, ont été décrites à part comme basaltes à haüyne ou *Haüynophyres*. Un basalte à haüyne de Melfi, en Italie, renferme 42,46 % de silice.

Limburgite. — Un dernier membre de la grande famille basaltique est formé des roches qui ne contiennent plus aucun élément blanc de nature feldspathique. Tel est le cas de la roche désignée par M. Rosenbusch sous le nom de *Limburgite*, à cause de la localité du Kaiserstuhl où est situé son principal gisement. La Limburgite est un basalte sans feldspath, uniquement composé de cristaux d'augite, de péridot (variété hyalosidérite) et de magnétite, dans une pâte microlithique d'augite et de magnétite avec une assez forte proportion de matière vitreuse inattaquable aux acides. Cette roche contient 43 % de silice. Elle est représentée en divers points du Kaiserstuhl ainsi qu'à Java et M. Fouqué y rapporte certains basaltes du Cantal, dont les vacuoles sont remplies de mésotype fibreuse et de chabasie en rhomboèdres. La Limburgite est fréquemment amygdaloïde, avec cavités tapissées de zéolithes et de carbonates.

Tufs, Wackes. — Les roches de la famille basaltique donnent naissance à des tufs dits *palagonitiques*, développés surtout en Sicile, où ils contiennent, avec des grains vitreux de sidéromélane, tous les éléments caractéristiques des basaltes, à l'exception de la magnétite (1). Ce sont des tufs vitreux très basiques, renfermant une très forte proportion d'eau. Ainsi les tufs palagonitiques des environs du Puy (Rocher St-Michel, Rocher Corneille, Polignac), ne contiennent que 39,52 % de silice avec 16,91 % d'eau. — On donne le nom de *Wackes* à des argiles provenant de la décomposition des basaltes, et formées surtout de silicates alumineux hydratés, les autres éléments de la roche ayant été entraînés à l'état de zéolithes ou de carbonates. Souvent les wackes ont gardé la texture celluleuse des laves basaltiques qui leur ont donné naissance: elles se présentent fréquemment en grains arrondis et offrent des couleurs d'un gris ou d'un vert sales.

c. *TYPE VITREUX*

Tachylyte, Hyalomélane. — Le type vitreux des roches basiques modernes est réalisé par ce que M. Rosenbusch a appelé les *vitrophyres basaltiques*, en y distinguant les *Tachylytes*, ou verres solubles dans les acides et les *Hyalomélanes* ou verres insolubles.

Ces verres naturels sont les représentants des roches basiques à péridot et, de fait, plusieurs d'entre eux, notamment les laves modernes si fusibles de Kilauea, se montrent riches en olivine. La proportion de silice varie entre 50 et 53 %, et il y a toujours une certaine quantité d'eau ; la densité est d'environ 2,5. Les tachylytes se trouvent ordinairement à l'état de remplissage dans les fentes et sur les parois des cavités des basaltes. Leurs caractères microscopiques sont tout à fait analogues à ceux des obsidiennes. L'hyalomélane est en rognons dans le basalte de la Hesse et le *sidéromélane* est un tachylyte ferrifère d'Islande.

(1) Rosenbusch. *op. cit.*, p. 454.

Digitized by Google

TABLEAU DES ROCHES BASIQUES.

TEXTURE.		DÉSIGNATION DES ROCHES.						
		FAMILLE DE L'AMPHIBOLE.	*FAMILLE DU PYROXÈNE.*		*FAMILLE DU PÉRIDOT.*		*FAMILLE DE L'ENSTATITE.*
TYPE GÉNÉRAL	Mode		A DIALLAGE DOMINANT.	A AUGITE DOMINANT.	AVEC FELDSPATH ET PYROXÈNE.	SANS FELDSPATH.	
GRANITOÏDE.	**Granitique.**	Diorite.	Gabbro. Euphotide ancienne. *Euphotide.*	Diabase. *Dolérite.*	Diabases et gabbros à olivine.	Péridodites. Serpentines. *Lherzolithe.* *Serpentines.*	Norite. Serpentines. *Hypérite.* *Serpentines.*
	Ophitique.	Ophites anciennes. *Ophites modernes.*					
TRACHYTOÏDE.	**Trachyto-porphyrique.**			Porphyre diabasique, Augitophyre Trapp.	Mélaphyre.		
	Sphérolithique.		Variolite.				
	Microlithique.			Labradorite.			
				FAMILLE DE L'AUGITE ET DU PÉRIDOT. (Roches basaltiques).			
				A PLAGIOCLASE.		*SANS PLAGIOCLASE.*	
				SANS LEUCITIDES.	AVEC LEUCITIDES.		SANS LEUCITIDES.
				Basalte.	*Téphrite.* *Leucitophyre.* *Leucotéphrite*	*Leucitite.* *Néphélinite.*	*Limburgite.*
VITREUX.	**Microlithique.**				Pechstein mélaphyrique.		
	Cristallitique.			*Tachylyte, Hyalomélane.*			

Digitized by Google

APPENDICE

MÉTÉORITES

Il peut sembler étrange de voir la description des Météorites suivre celle des roches terrestres d'origine interne. Mais, d'une part, les météorites sont bien certainement de formation interne relativement aux masses planétaires dont elles représentent les fragments et, d'autre part, leur analogie est frappante avec les types les plus basiques des roches terrestres, notamment avec ceux qui contiennent du péridot, de l'enstatite et du fer natif. Leur étude forme donc un appendice tout naturel de celle des roches lourdes ou basiques de notre globe, surtout depuis que les recherches de M. Daubrée (1) ont fait ressortir tout le parti qu'on en pouvait tirer pour la connaissance des couches profondes de l'écorce solide.

C'est à ce point de vue surtout que nous envisagerons les météorites, c'est-à-dire que, sans entrer dans les détails d'une étude qui, aujourd'hui, constitue une science à part, nous nous bornerons à signaler les faits caractéristiques dont l'application peut être utilement faite aux roches terrestres.

Particularités des chutes. — Le nombre des chutes attestées par des témoignages historiques bien authentiques ne dépasse pas sensiblement un *millier*. Les plus gros échantillons atteignent rarement le poids de 50 kilogrammes; ceux de la chute de l'Aigle n'excédaient pas 9 kil. et aucun des morceaux recueillis à Orgueil n'en pesait plus de 2. En général, les météorites sont recouvertes d'une croûte noire, ordinairement mate, de moins de 1 millimètre d'épaisseur. C'est le résultat d'une fusion superficielle, causée par l'incandescence du bolide dans son passage à travers l'atmosphère terrestre. La croûte est ridée suivant la direction parcourue par les fragments et porte souvent des *cupules* ou impressions en creux, causées par le tourbillonnement des gaz que les météorites chassent violemment devant elles. C'est à la pression de ces gaz qu'il convient d'attribuer, selon M. Daubrée, la division en fragments et parfois même l'éclatement des bolides, dont la vitesse atteint 20 à 30 kilomètres par seconde. Un tel éclatement, quand il se produit, a pour effet de répartir sur une grande surface les débris de certaines météorites. Cette dispersion a embrassé, à Orgueil, un ovale de 30 kilomètres de grand axe et la chute de l'Aigle a fourni *trois mille* échantillons, disséminés dans un cercle de 12 kilomètres de diamètre.

Classification basée sur la présence du fer natif. — Ce qui caractérise essentiellement les météorites, c'est la proportion plus ou moins grande de *fer natif nickélifère* qu'elles contiennent. On peut dire que leur composition oscille

(1) *Études synthétiques de Géologie expérimentale.*

Digitized by Google

entre deux types : celui des météorites entièrement formées de fer natif (*Holosidères* de M. Daubrée) et celui des *Asidères* ou météorites charbonneuses, entièrement dépourvues de métal à l'état libre. La transition se fait par les *Syssidères*, où des parties pierreuses sont disséminées dans une pâte métallique continue, qui forme une sorte d'*éponge de fer* et les *Sporadosidères* où c'est au contraire le fer natif en grenailles qui est disséminé dans une pâte pierreuse. Suivant l'abondance du métal, M. Daubrée distingue dans ce dernier groupe les *Polysidères*, les *Oligosidères* et les *Cryptosidères*.

Le nombre des échantillons de fer natif dont l'origine météorique ne laisse prise à aucun doute est peu considérable. Depuis plus d'un siècle, on n'en a observé en Europe que deux chutes : celle de 1751 à Braunau en Bohême et celle de 1847 à Agram en Croatie. Plus d'une masse de fer regardée comme une météorite pourrait bien, à la suite du fer natif d'Ovifak au Groënland, prendre rang parmi les corps d'origine terrestre.

Fers météoriques. — Le fer météorique est allié à divers métaux, parmi lesquels le *Nickel* est le plus constant et peut former 17 % de la masse. Il contient en outre de la *Troïlite* ou protosulfure de fer (FeS), sous la forme de rognons cylindroïdes, quelquefois encadrés de graphite et de la *Schreibersite* ou phosphure de fer, de nickel et de magnésium. Si l'on soumet un fer météorique à l'action d'un acide après avoir poli sa surface, on y voit apparaître des figures géométriques dites *figures de Widmanstätten*, qui démontrent que ce fer est à la fois cristallin et hétérogène. Une matière inattaquée y forme un réseau en relief, c'est la schreibersite en lames minces, généralement groupées suivant les faces d'un octaèdre régulier. M. Thomas Graham a découvert de l'hydrogène libre, condensé en quantité très notable, dans un fer météorique.

La *Pyrrhotine* ou pyrite magnétique est fréquemment associée au fer dans les météorites, où elle est presque toujours nickélifère et mélangée de graphite. D'après cela, M. Berthelot avait soupçonné qu'elle pourrait bien devoir son origine à l'action du sulfure de carbone sur le fer. Cette conjecture a été directement confirmée par une expérience de M. Daubrée (1) ; ce savant a constaté que si, à la température du rouge, on fait passer du sulfure de carbone sur une barre de fer, celle-ci se recouvre bientôt d'une pellicule bronzée de pyrrhotine. En la dissolvant par les acides, on obtient un mélange de soufre et de graphite, comme lorsqu'on attaque la pyrrhotine qui cimente les fragments de certains fers météoriques bréchiformes.

Le *fer chromé*, en proportion d'ailleurs peu considérable, est très répandu dans les météorites, où il est plus souvent en grains qu'en octaèdres.

Parties pierreuses des météorites. — Mais ce qui doit surtout nous intéresser ici, c'est la composition des parties pierreuses dans les Syssidères et les Sporadosidères. Or l'observation montre que ces parties sont constituées par

(1) *Géologie expérimentale*, p. 534.

Digitized by Google

des silicates appartenant presque toujours au *péridot*, au *pyroxène*, à l'*enstatite* et à la *bronzite*, quelquefois à l'*anorthite* et au *labrador*.

Pour nous borner aux chutes les plus récentes, voici quelques exemples des compositions constatées :

9 juin 1867. Tadjera près Sétif (Algérie).

Fer nickelé	8,32	Silicates solubles (Péridot)	54,64
Troïlite	8.04	» insolubles (Bronzite, feldspath, etc.)	28,80
Fer chromé	0,20		

20 mars 1868. Griqua-Town (Afrique Australe).

Fer nickelé	20,72	Schreibersite	1,59
Troïlite	6,02	Péridot et labrador	61,53

5 décembre 1868. Frankfort (Alabama). Seulement quelques centièmes de fer nickelé; le reste formé d'anorthite, d'olivine et de bronzite.

1er janvier 1869. Hessle, près Upsal, d'après Nordenskjoeld (1).

Fer nickelé, avec schreibersite, troïlite et chromite	20,00	Péridot	37,00
Labrador	10,00	Shepardite (Enstatite magnésienne)	23,00

5 mai 1869. Krähenberg, près Deux-Ponts.

Fer nickelé	3,5	Péridot et enstatite	91,00
Pyrrhotine	5,5		

6 octobre 1869. Stewart County (Géorgie).

Fer nickelé	7,0	Bronzite, péridot, plagioclase, chromite	86,9
Pyrrhotine	6,1		

Ajoutons que la météorite tombée à Juvinas (Ardèche) avait presque exactement la composition de certaines laves de l'Etna et de l'Islande, tandis que celle de Chassigny offrait tous les caractères de la Dunite de la Nouvelle-Zélande. De plus, divers observateurs, notamment MM. Sorby et Tschermak, ont reconnu dans certaines météorites des traces nettes de pâte vitreuse, parfois avec texture fluidale.

En résumé, non seulement les météorites ne nous font connaître aucun corps simple qui n'existe déjà parmi les éléments de notre globe; mais les silicates dont elles sont formées sont ceux qui constituent les roches péridotiques terrestres et cette analogie paraîtra plus frappante encore si l'on fait entrer en ligne de compte le nickel et le fer chromé, répresentés parmi les péridotites comme dans les météorites. De cette façon, ces corps d'origine cosmique diffèreraient surtout des roches terrestres les plus lourdes par la substitution du fer natif à la magnétite, ce qui, avant toute chose, caractérise un *état d'oxydation moins avancé*.

Expériences relatives aux météorites. — Cela posé, M. Daubrée (2) a constaté que, si l'on fond des météorites pierreuses, au lieu d'obtenir un produit analogue à la croûte noire vernissée qui recouvre la plupart de ces corps, on fait naître une masse silicatée contenant des grenailles ou des culots de fer.

(1) Walter Flight, *Geol. Magazine*.
(2) *Géologie expérimentale*, pp. 473 et suivantes.

Digitized by Google

La masse silicatée est cristalline et consiste en un mélange de *péridot* et d'*enstatite*, ce dernier minéral apparaissant surtout dans l'intérieur.

D'autre part, en soumettant à une action réductrice, celle du charbon ou de l'hydrogène, les roches péridotiques terrestres, telles que la péridotite ou la Lherzolithe, on obtient un produit ***entièrement semblable*** à celui de la fusion des météorites, sans en excepter le fer nickelé, provenant de la réduction de la magnétite et de la combinaison du fer avec le nickel qui existe dans la plupart des péridots. Avec l'hydrogène, la réaction s'accomplit à une température qui ne dépasse pas le rouge. Dans les mêmes conditions, les phosphates se réduisent en phosphures.

D'après cela, si les roches basiques se distinguent des roches acides ou légères par les signes manifestes d'une oxydation moins énergique, à leur tour les météorites accusent, relativement aux roches basiques, la prépondérance marquée de l'élément réducteur. Cette prépondérance a pour caractéristiques la présence du fer natif et celle du péridot, le plus basique et le mieux défini de tous les silicates.

M. Mallard a signalé (1) la remarquable analogie que présente le phosphure de fer des météorites avec certains produits recueillis dans les houillères incendiées. Ainsi, à Commentry, au milieu d'une roche artificielle d'anorthite et d'augite, due à la fusion des assises qui encaissent la couche de houille, on a recueilli un minéral d'un gris d'acier, formé de 84 °/₀ de fer avec 12 °/₀ de phosphore, un peu d'arsenic et de soufre, et qui paraît très voisin de la ***Rhabdite*** ou fer phosphoré, reconnue par G. Rose dans la météorite de Braunau en Bohême. Ce minéral provient sans doute de la réduction exercée par les gaz de la houille sur le carbonate de fer phosphoreux répandu en rognons dans les schistes houillers. Quelquefois la réduction n'a pas été complète et il s'est formé du phosphate de fer ou *Vivianite*.

Conséquences théoriques. — Il est donc permis de penser qu'à des profondeurs encore plus grandes que celles d'où nous viennent les roches péridotiques, il existe, au-dessous de l'écorce terrestre, une zone où l'action oxydante est devenue assez faible pour qu'il s'y développe des produits de même composition que les météorites pierreuses. Ces produits, d'ailleurs, où dominent le fer, le silicium et l'oxygène, ne seraient eux-mêmes que le résultat d'une faible oxydation opérée aux dépens d'un bain métallique. En effet, du siliciure de fer, chauffé dans une atmosphère peu oxydante au milieu d'une brasque de magnésie, donne du péridot et du pyroxène avec fer métallique. Un résultat analogue se produit d'ailleurs quelquefois dans l'affinage du fer. Si le fer est nickélifère, le nickel se concentre dans le fer métallique et l'on voit aussi, quand il y a du phosphore, apparaître le phosphure multiple de fer, de nickel et de magnésium.

Le péridot peut donc être considéré, suivant l'expression de M. Daubrée, comme une sorte de *scorie universelle*, résultant du premier degré d'oxydation de la

(1) *Bull. de la Soc. minéralog. de France*, IV, p. 230.

Digitized by Google

masse métallique fondue qui forme le noyau interne. Si ce minéral, bien que répandu dans les roches de la famille basaltique, n'apparaît pas plus abondamment à la surface de la terre, c'est qu'il n'y peut parvenir qu'en traversant une grande épaisseur de massifs plus acides, au contact desquels il court le risque de se transformer en silicates moins basiques.

M. Daubrée a remarqué (1) que, tandis que la densité moyenne des laves pyroxéniques est de 2, 9, celle des péridotites de 3,33 à 3, 41 et celle de la Lherzolithe de 3, 5, le poids spécifique des météorites péridotiques est de 3, 5, celui des météorites du type le plus commun oscillant entre 3, 5 et 3, 8 et celui des polysidères variant de 6, 5 à 7, 0. Dans les syssidères, la densité atteint 7, 8 et elle s'élève jusqu'à 8 dans les holosidères.

Il résulte de là que les météorites, rangées par ordre de densités, forment une série qui prolonge régulièrement, en profondeur, celle des roches terrestres accessibles à l'observation. Puisque d'ailleurs la jonction de la série terrestre avec celle des météorites se fait par un type commun, celui des péridotites, à peine différentes dans les deux groupes, il est légitime d'en inférer que, sur notre globe, il doit exister en profondeur des nappes riches en éléments ferreux non oxydés, dissous en quelque sorte dans un milieu réducteur où domineraient le carbone et l'hydrogène. Telle est l'importante conclusion qui ressort des travaux de M. Daubrée et qui confirme pleinement l'idée d'Elie de Beaumont, attribuant la formation de l'écorce du globe à une sorte de *coupellation naturelle.* Tandis que l'hydrogène, le plus léger de tous les métaux, se répandait à l'extérieur pour former, par son union avec l'oxygène, la masse liquide océanique, les parties supérieures de l'écorce se peuplaient du résultat de l'oxydation des métaux les plus légers, potassium, sodium, calcium, magnésium, aluminium et, plus bas, une assise péridotique, riche en fer oxydulé, se constituait entre la croûte légère et un bain de fer ou de fonte encore soumis à l'influence d'un milieu réducteur.

(1) *Géologie expérimentale*, p. 543.

Digitized by Google

DEUXIÈME SECTION

CROÛTE PRIMITIVE DU GLOBE OU TERRAIN PRIMITIF

CHAPITRE I

MATÉRIAUX DU TERRAIN PRIMITIF

§ 1

DÉFINITION DU TERRAIN PRIMITIF

Mode probable de formation de la croûte primitive. — Le nom de *terrain primitif* convient à l'ensemble des roches que le refroidissement a dû faire naître à la surface du globe, lorsque la terre, passant de la phase stellaire à la phase planétaire, s'est recouverte d'une écorce solide.

On peut se représenter ainsi qu'il suit le mécanisme probable de la formation de cette écorce. Les parties les plus légères de la masse fondue, celles que leur poids spécifique obligeait à venir à la surface, étaient en même temps composées des substances les plus réfractaires et si quelques métaux légers s'y mêlaient aux éléments du groupe des pierres, c'étaient des métaux facilement oxydables et destinés à se transformer immédiatement en bases pour s'unir à la silice et à l'alumine. A mesure donc que la perte de chaleur par rayonnement faisait des progrès, cette espèce d'*écume siliceuse* ne pouvait manquer de se solidifier par parties. Il est vrai que la solidification des matières pierreuses ayant en général pour effet d'accroître leur densité, les premières plaques solides étaient destinées à s'enfoncer d'abord, au lieu de surnager sur le bain liquide. Mais cette descente ne pouvait les entraîner très loin : car les matières en fusion étant superposées par ordre de densités, un moment arrivait bien vite où chaque plaque solide trouvait autour d'elle une nappe fondue de même poids spécifique. Alors sans doute elle subissait une nouvelle fusion, partielle ou même totale ; mais c'était nécessairement aux dépens de la chaleur latente des masses avoisinantes et cet effet, se reproduisant sur toute la surface du globe à la fois, ne pouvait manquer de produire, à un certain moment, la prise en masse d'une écorce sphérique, composée du mélange des matériaux les plus légers avec d'autres ayant appartenu à des nappes un peu moins superficielles.

Réaction exercée par l'océan primitif. Phénomènes divers. — Avant que cette écorce fût consolidée, toute l'eau de nos océans existait certainement à

Digitized by Google

l'état de vapeur dans l'atmosphère primitive, dont la pression était, pour ce motif, 250 ou 300 fois ce qu'elle est aujourd'hui, influant à coup sûr, d'une manière marquée, sur le mode de solidification de l'écume siliceuse. Avec l'eau se trouvaient aussi en vapeurs plusieurs substances volatiles, actuellement fixées dans la nappe océanique ou dans l'écorce, notamment des chlorures et des fluorures alcalins.

Or à peine la croûte était-elle formée que les éléments volatils, désormais privés de toute communication avec le foyer de chaleur qui les maintenait à l'état gazeux, ont dû commencer à se condenser. On soupçonne aisément ce que pouvaient être la puissance de cristallisation et celle de dégradation dans ce premier océan, si riche en principes actifs et porté à une température voisine de l'ébullition. De là, sans doute, un remaniement surtout chimique, mais en partie aussi mécanique, des éléments de la croûte à peine consolidée; ce remaniement s'effectuant dans un liquide mobile, l'action de la pesanteur y devait déterminer une stratification, dont il est possible d'ailleurs que des traces aient existé déjà dans les premières plaques solides, en raison des efforts de *tension* qu'elles pouvaient avoir à supporter avant la prise en masse. De plus, les minéraux de l'écorce, maintenus en quelque sorte en suspension ou tout au moins à l'état de pâtes visqueuses, ne pouvaient échapper aux phénomènes de *concentration moléculaire* qui se manifestent dans toutes les masses hétérogènes douées d'une certaine mobilité. Il semble donc admissible qu'il s'y soit fait une séparation plus ou moins complète des divers éléments, et cela, de préférence, suivant des amas lenticulaires allongés dans le sens horizontal. Enfin cette première croûte devait offrir, au début, une très faible résistance et, à chaque instant, les masses demeurées par dessous à l'état liquide ou pâteux y pouvaient être injectées en veines ou en massifs, prenant part à la constitution de l'ensemble et modifiant par leur contact les parties encaissantes.

La réunion assez complexe de ces diverses circonstances a dû imprimer aux parties fondamentales de l'écorce une structure à la fois *cristalline* et *stratiforme*, avec prédominance des éléments acides. Mais les parties supérieures étaient de plus en plus exposées à l'influence des puissances externes et la dégradation des assises déjà consolidées s'y ajoutait vraisemblablement, dans une mesure toujours croissante, comme cause de dépôt, à la cristallisation du milieu liquide ambiant. La transition devait donc se préparer peu à peu entre les portions de l'écorce produites surtout par refroidissement et cristallisation, d'une part et les véritables formations sédimentaires, d'autre part; ces dernières, œuvre exclusive des agents de la dynamique externe, étant composées de matériaux détritiques dans le premier arrangement desquels la pesanteur a été seule en jeu.

Telle est l'idée qu'il semble permis de se faire des conditions au milieu desquelles a dû se constituer cette écorce destinée à servir de soubassement à toute la série sédimentaire, en même temps qu'elle emmagasinait, en quelque sorte, à l'abri des influences extérieures, les matériaux des futures formations

Digitized by Google

éruptives. Il nous reste à voir si réellement l'observation nous montre quelque chose qui corresponde à cette conception.

Examen de quelques objections. — Tout d'abord, il est vrai, nous rencontrons sur notre chemin des objections préjudicielles auxquelles il convient de répondre. Aux yeux d'un certain nombre de géologues, il serait impossible aujourd'hui d'arriver directement à la connaissance de la croûte fondamentale sur laquelle reposent les formations d'origine externe.

Les uns, mettant en doute la fluidité originelle du globe, posent en principe que le mode de formation des roches solides a été le même dans tous les temps et que les différences actuellement observées entre les sédiments modernes et les masses cristallines anciennes ne peuvent résulter que du *métamorphisme*, c'est-à-dire de l'ensemble des modifications chimiques survenues postérieurement au dépôt des sédiments. Les idées que nous avons exposées à diverses reprises et notamment dans l'*Introduction* de cet ouvrage disent assez combien nous sommes éloigné de cette manière de voir, dont il est juste de reconnaître que les partisans deviennent chaque jour moins nombreux.

Les autres concèdent l'existence d'une première écorce formée par refroidissement ; mais à leurs yeux, cette écorce, enfouie, dans la suite des âges, sous de grandes épaisseurs de terrains et partout ramenée sous l'influence de la chaleur interne, a dû se modifier, se refondre même, au point de pouvoir être ultérieurement injectée, à titre de roches éruptives, dans les fissures des masses surincombantes ; de la sorte il n'y aurait pas aujourd'hui un seul point du globe où l'on pût se flatter de rencontrer, à l'état inaltéré, une portion quelconque de la croûte de première consolidation.

Il nous paraît que rien n'est moins probable qu'une seconde fusion imposée à des roches résultant d'un refroidissement commun à toute la surface du globe. Non seulement il est des portions de la primitive écorce qui, émergées dès le début et servant de point d'appui aux premiers sédiments d'origine externe, n'ont jamais dû subir aucune action réchauffante de ce genre. Mais sous quelque épaisseur de sédiments que certaines parties aient été enfouies, comme il est extrêmement vraisemblable que, pendant le dépôt de ces masses, en vertu des progrès du refroidissement, l'écorce solide devait continuer à s'accroître de proche en proche *par le bas*, l'ascension supposée des isogéothermes n'a jamais dû aller jusqu'à produire la température nécessaire à la fusion des silicates acides depuis longtemps consolidés.

Donc, en principe, pour quiconque admet la fluidité primitive du globe, l'existence d'une croûte de consolidation, base des premiers sédiments, accessible à l'observation directe au moins dans les parties de l'écorce qui ont subi de grands bouleversements, ne semble pas susceptible d'être mise en doute. Il s'agit seulement de déterminer, parmi les formations aujourd'hui visibles, celles qui doivent être rapportées à la croûte originelle, tâche particulièrement difficile en vertu du caractère mixte qu'on ne peut manquer d'y reconnaître. En effet,

Digitized by Google

cette croûte est, en quelque sorte, le produit d'une lutte entre la cristallisation directe et la sédimentation mécanique; elle doit donc se relier à la fois aux masses d'origine interne et aux produits des actions extérieures sans que, de part ni d'autre, on puisse s'attendre à trouver des lignes de démarcation tranchées.

Ajoutons que les régions où se rencontrent les roches qu'on peut attribuer à la croûte primitive sont, en général, remarquables par leur état de morcellement et de dislocation; car tous les efforts mécaniques que l'écorce a subis depuis l'origine y ont laissé leur empreinte. Les difficultés de l'observation viennent donc se joindre à celles qui sont inhérentes au sujet même et l'on ne peut espérer d'en triompher que par de patientes recherches, où l'exploration minutieuse du terrain doit être combinée avec les délicates investigations de la pétrographie moderne. Cette phase de l'étude des terrains primitifs vient à peine de s'ouvrir. Dès lors, il n'est pas étonnant que bien des vues divergentes règnent encore à cet égard dans la science et que l'accord soit loin d'être fait aussi bien sur l'interprétation de certaines structures compliquées que sur l'origine probable de chaque variété de roches.

Homogénéité du terrain primitif. — Toutefois il est quelques notions générales qu'on peut déjà considérer comme acquises et que nous tenons à mettre de suite en lumière, parce qu'elles justifient, selon nous, la place spéciale qu'il nous a paru légitime de faire à l'étude de la croûte de première consolidation.

D'abord, partout où les circonstances du sol permettent de remonter à travers la série des terrains certainement sédimentaires, on les voit reposer sur un ensemble à la fois *cristallin et stratiforme*, présentant un arrangement *sui generis*, qui le distingue aussi bien des masses éruptives que des formations d'origine externe.

Cet ensemble a été justement qualifié de formation fondamentale (*Grundgebirge*) et est décrit sous ce titre dans les publications les plus récentes des auteurs allemands ou suédois (1). Quelques géologues, à l'exemple de M. Dana, ont adopté la dénomination de système ou groupe *archéen*. Mais cette expression ne fait que déguiser, sous un mot d'origine grecque, un sens identique avec celui du mot *primitif*. Il nous semble d'ailleurs qu'en raison des conditions très spéciales qui ont présidé à la formation de ce groupe, il convient de lui donner un nom qui, par sa désinence, s'éloigne des termes habituellement employés pour la série sédimentaire. C'est pourquoi nous nous en tiendrons à l'ancienne désignation de terrain primitif.

Or malgré l'apparente multiplicité des roches qui le constituent, ce terrain offre, en quelque lieu du globe qu'il parvienne au jour, une frappante uniformité de composition. C'est par excellence, le terrain de *gneiss* et de *micaschistes* et ces deux types pétrographiques, avec les diverses variétés qu'ils comportent, se montrent partout, constituant les assises profondes de l'écorce, au Groënland,

(1) Voir notamment les publications de MM. Benecke et Cohen sur l'Odenwald et celles de M. Kjerulf sur la Norvège.

Digitized by Google

au Canada et dans toute l'Europe, aussi bien qu'au Brésil, en Chine et dans l'Afrique australe, sans qu'on puisse y remarquer rien qui ressemble à une division en bassins séparés. Un tel fait est capital et suffit à lui seul pour établir une différence de premier ordre entre le terrain qui nous occupe et ceux dont il constitue le soubassement. Mais il y a plus : l'*ordre général de succession* des roches primitives se montre aussi très constant et indépendant du lieu où on l'observe. Ces deux caractères réunis impriment au substratum cristallin des terrains sédimentaires un cachet tout spécial d'homogénéité. Nous aurons plus loin l'occasion d'en fournir les preuves ; pour le moment, contentons-nous d'avoir posé le principe à titre de résultat d'expérience et, profitant de cette notion, étudions d'abord, pour simplifier les descriptions à venir, les diverses variétés pétrographiques dont l'ensemble constitue le terrain primitif.

§ 2

ÉLÉMENTS PÉTROGRAPHIQUES DU TERRAIN PRIMITIF

Gneiss. — Le *Gneiss* est un agrégat à texture rubanée, formé des éléments constituants du granite, quartz, feldspath et mica. Il ne se distingue du granite que par le parallélisme des lamelles de mica et aussi, en général, par l'allongement des grains de quartz, qui affectent une forme lenticulaire. C'est l'alignement du mica et sa concentration suivant des surfaces planes ou légèrement ondulées qui déterminent la schistosité et la fissilité plus ou moins parfaites du gneiss.

Au microscope, le gneiss se montre entièrement cristallin et n'offre aucun élément que sa forme permette de considérer comme *clastique* ou *détritique*.

Le quartz y contient des inclusions liquides ; mais elles sont sensiblement plus petites et aussi plus rares que celles du quartz des granites. De plus, ainsi que l'ont remarqué MM. Zirkel (1) et Kalkowsky (2), les files d'inclusions s'arrêtent avant d'avoir atteint la surface des grains de quartz. Le liquide des inclusions est quelquefois de l'acide carbonique condensé, plus souvent une dissolution aqueuse contenant des chlorures et des sulfates.

Le plagioclase est associé à l'orthose et le mica forme des amas de lamelles disloquées et déchiquetées, qui ne présentent presque jamais de contours hexagonaux. Les choses se passent comme si le mica, disposé d'abord en couches régulières, avait été dérangé par le développement ultérieur des cristaux de feldspath et de quartz. A part ce fait, la distinction des éléments anciens et nouveaux ne s'applique pas au gneiss et il y a beaucoup de variétés où la cristallisation du feldspath et celle du quartz paraissent avoir été simultanées.

(1) *U. S. Exploration of the 40th Parallel, Microscopical Petrography*, p. 58.
(2) *Neues Jahrbuch*, 1880, I, p. 14.

Digitized by Google

En fait de minéraux accessoires, on observe le grenat, le sphène, la tourmaline, l'épidote, l'apatite et l'oligiste.

D'après M. von Lasaulx, la composition moyenne du gneiss comporte :

Silice	70,80	Potasse	3,00
Alumine	14,20	Soude	2,10
Oxyde ferreux	6,10	Eau	1,20
Chaux	2,60		

La densité est de 2,6 à 2,7.

Les auteurs et spécialement ceux qui ont écrit sur la Saxe distinguent le *gneiss gris* et le *gneiss rouge*, ce dernier beaucoup plus riche en silice, moins compact, plus feuilleté et contenant du mica potassique. Nous avons déjà dit (1) que plusieurs auteurs considéraient les gneiss rouges comme des roches d'origine interne, formant une modification schisteuse des granulites à mica blanc. M. Scheerer (2) regardait les gneiss rouges de la Saxe comme des gneiss gris refondus et plus ou moins déshydratés. De son côté, M. Michel-Lévy (3) a réuni, tant au Morvan qu'en Auvergne et en d'autres points de la France, de nombreuses observations, tendant à prouver que le gneiss rouge résulte d'une injection de granulite, par mille veinules, entre les feuillets d'un gneiss ou d'un micaschiste ancien, où cette injection a en même temps développé de la sillimanite. Il est certain que beaucoup de massifs de gneiss rouge se relient intimement à des épanchements granulitiques. La facilité avec laquelle les granulites se chargent de quartz expliquerait d'ailleurs la haute teneur en silice du gneiss rouge.

Quoi qu'il en soit, c'est le gneiss gris qui, par excellence, forme la masse du terrain primitif. C'est à ce type qu'appartiennent le *gneiss fondamental* de l'Écosse, l'*Urgneiss* de la Scandinavie et des monts Hercyniens, le gneiss à grain fin si développé en divers points du Plateau-Central de la France.

Le gneiss est quelquefois très difficile à distinguer du granite, l'orientation des éléments étant à peine distincte. Il en résulte une variété mixte, dite *gneiss granitoïde* (*gneiss-granit*) (voir Fig. 127) qui établit le passage de la croûte solide aux formations internes, car c'est toujours dans les parties les plus profondes du terrain primitif qu'on l'observe.

Quelquefois le feldspath forme dans le gneiss des espèces de fibres allongées, d'où le nom gneiss *fibreux* (*Flasergneiss*, *Holzgneiss*, *Stengelgneiss*). Souvent le quartz et le feldspath se concentrent en gros noyaux lenticulaires, d'où résulte un gneiss glanduleux ou gneiss *œillé* (*Augengneiss*). Mais la forme habituelle de cette roche comporte un grain beaucoup plus fin et souvent, sur la cassure, plusieurs couches micacées apparaissent en fines traînées, séparées les unes des autres par des couches de quelques millimètres d'épaisseur, uniquement composées de quartz et de feldspath en grains qui ne manifestent aucune tendance à l'allongement lenticulaire.

(1) Voy. *ante*, p. 568.
(2) *Neues Jahrbuch*, 1873, p. 690.
(3) *Minéralogie micrographique*, p. 175.

Digitized by Google

Le gneiss de la Bretagne, notamment à Pontivy et à Plourin (Finistère) a ses éléments constituants réunis par des prismes très allongés de fibrolithe (1).

De même qu'il existe des variétés amphiboliques ou chloriteuses de granite, de même la substitution, totale ou partielle, de l'amphibole ou de la chlorite au mica donne un *gneiss amphibolique* ou un *gneiss chloriteux* (*gneiss protoginique*).

D'autres fois c'est la cordiérite qui est l'élément dominant, comme dans le *gneiss à cordiérite* de Bavière. Plus souvent le graphite est abondant au point de constituer des *gneiss graphiteux*. Enfin il y a des gneiss au milieu desquels la magnétite est régulièrement disséminée en petits octaèdres.

Le gneiss a reçu, entre autres noms, ceux de *protéolithe*, à cause de la variabilité de sa composition et de *cornubianite* parce qu'il est abondant en Cornouailles. Mais cette dernière désignation paraît devoir être réservée à une roche métamorphique qui prend, par le développement et l'alignement du mica, un aspect gneissique assez caractérisé. Signalons aussi, parmi les roches ayant l'apparence du gneiss, ce que M. Gümbel a appelé les *phyllades gneissiques* (*phyllitgneiss*).

Micaschiste. — Le *Micaschiste* (*Glimmerschiefer*) est essentiellement formé de quartz et de mica, le plus souvent biotite, disposés en zones alternantes. Le quartz est fréquemment lenticulaire et, suivant la proportion de ce minéral, la teneur en silice de la roche varie entre 40 et 80 %.

Le grenat almandine abonde généralement dans les micaschistes. On y observe aussi le feldspath, la tourmaline, l'amphibole, la staurotide, le disthène, l'épidote, la chlorite, le talc, l'oligiste, la magnétite et la pyrite. Parfois le micaschiste est, comme le gneiss, chargé de graphite. Du reste, le micaschiste passe au gneiss en se chargeant de feldspath, comme aussi, par l'absence de cette espèce et la disparition du mica, il peut passer au quartzite. Mais le premier passage est de beaucoup le plus fréquent et il existe un tel nombre de variétés intermédiaires qu'il serait impossible de les distinguer sur une carte. Aussi la séparation du gneiss et du micaschiste n'est-elle possible que sur des échantillons isolés et, dans la nature, il convient généralement de les réunir en un même groupe.

Au microscope, le quartz des micaschistes se montre riche en inclusions liquides; autour des grains de quartz et des lamelles de mica se groupent l'oligiste, le graphite et des microlithes aciculaires, probablement de staurotide.

On connaît en Saxe, en Styrie, dans le Pays de Galles et en Massachusetts des micaschistes où le mica est remplacé par des paillettes de graphite. D'autres fois, ce rôle est rempli par de l'oligiste écailleux dit aussi, improprement, oligiste micacé. Les micaschistes *oligistifères* sont très répandus au Brésil, dans la province de Minas Geraes et dans la Caroline du Sud.

Leptynite. — La *Leptynite* (2) est un mélange cristallin, à grain fin ou

(1) Ch. Barrois. *Ann. de la Soc. géol. du Nord*, VIII, p. 95.
(2) Du grec *leptos*, à cause de la finesse de son grain; nom créé par Haüy.

Digitized by Google

moyen, d'orthose et de quartz avec du grenat disséminé. La tourmaline et le mica blanc y sont fréquents; le plagioclase est rare. En somme, la leptynite n'est rien autre chose qu'une *granulite stratiforme* et c'est, en effet, sous le nom de granulite qu'elle est décrite par les auteurs allemands. A l'exemple de M. Michel-Lévy, il nous a paru convenable de réserver cette dernière dénomination aux roches d'origine franchement interne.

La teneur en silice des leptynites est fort élevée et atteint quelquefois 73 et même 74,70 %. Leur densité est de 2,6. Dans le Plateau central et dans les Vosges, le grenat y abonde et ses petits cristaux ressortent en rouge sur une pâte d'un rose-chair très clair (1).

Il y a des leptynites micacées, qui ne se distinguent des gneiss que par l'état granulitique de leur quartz. Ces variétés se rencontrent en Saxe et dans le Morvan, où on les observe souvent à l'état de fragments enclavés dans le granite ou la granulite.

Certaines variétés de leptynites sont assez chargées de diallage pour constituer une variété spéciale, celle des *leptynites à diallage* (partie du *trapp granulit* des Saxons). Leur couleur est foncée et la finesse des éléments leur donne un aspect compact; mais le microscope révèle une texture schistoïde accusée par l'alignement des minéraux (2). Les éléments sont le quartz, le plagioclase, le diallage, la magnétite et le grenat. Ces roches sont beaucoup plus basiques que la granulite et leur teneur moyenne en silice dépasse à peine 62 %. Les alcalis y font presque complètement défaut.

Pétrosilex, Hälleflinta. — On donne en Suède le nom d'*Hälleflinta* à une variété de leptynite tellement compacte que sa structure cristalline ne se révèle que sous le microscope; aussi le nom d'Hälleflinta est-il devenu presque synonyme de celui de *pétrosilex*. Cette roche, que l'alternance des éléments diversement colorés fait paraître rubanée sur ses cassures, est surtout formée de quartz et de feldspath; mais quelquefois elle contient de petites écailles de mica et l'on peut alors la considérer comme un gneiss devenu *aphanitique*. Du reste, il ne saurait y avoir de limites tranchées entre le gneiss et la leptynite, car il serait à la rigueur permis de donner ce dernier nom aux couches de feldspath et de quartz qui, dans le gneiss, séparent les surfaces micacées.

Quartzite. — Les *Quartzites* sont des agrégats cristallins et compacts de quartz en grains irréguliers ou en cristaux bien formés. Quelques-uns affectent une texture schisteuse, due à la présence de petites lamelles de mica; ces quartzites schisteux peuvent être regardés comme des micaschistes pauvres en mica.

Parmi les quartzites micacés, il convient de citer le *grès flexible* du Brésil, où le mica blanc et le quartz sont enchevêtrés de telle sorte que les plaques de la roche sont complètement flexibles. On peut constater avec l'aide du micros-

(1) D'où le nom de *Weisstein*, pierre blanche, souvent donné à la leptynite.
(2) Dathe in Lavallée-Poussin, *Revue des Questions scientifiques*, Bruxelles, 1878, III, p. 695.

Digitized by Google

cope que les couches de mica ne forment pas des membranes continues, mais des rubans plus ou moins longs et qu'en outre, à travers la masse quartzeuse, le mica est disséminé en petites paillettes souvent hexagonales. Les grains de quartz, remarquables par leur limpidité, sont, par endroits, très riches en inclusions liquides et parfois en microlithes. Des particules feldspathiques peuvent être mélangées au quartz.

Il y a des quartzites qui sont schisteux bien qu'ils ne contiennent pas de mica; leur schistosité est due à la disposition rubanée des éléments, alors diversement colorés.

Les quartzites compacts sont formés de petits grains cristallins de quartz, en contact immédiat sans ciment visible. Quelquefois la présence, dans cette pâte, de gros cristaux de quartz ou de feldspath, leur donne un aspect porphyroïde, comme au Goustafjeld, en Norvège.

Amphiboloschiste, Amphibolite, Pyroxénite. — L'*Amphiboloschiste* ou *schiste amphibolique* est au micaschiste ce que le gneiss à amphibole est au gneiss ordinaire. C'est un agrégat schisteux de quartz et d'amphibole, parfois avec feldspath. Le quartz est toujours visible au microscope entre les prismes d'hornblende et la teneur en silice varie de 50 à 52 %.

Le nom d'*Amphibolite* convient surtout aux schistes à amphibole contenant peu ou pas de quartz, comme ceux qu'on observe en Bretagne et où l'amphibole est associée, tantôt au plagioclase, tantôt au pyroxène, et toujours au fer titané.

Dans la Loire-Inférieure, l'amphibole des amphibolites appartient à la variété actinote et leur a fait donner le nom de *schistes actinolithiques*. Quelques-uns de ces schistes sont grenatifères.

Les *Pyroxénites* sont des roches de plagioclase et de pyroxène, qui forment des couches de quelques centimètres jusqu'à plusieurs mètres, régulièrement interstratifiées dans les gneiss. Près de Vannes, à Roguédas, les pyroxénites contiennent un peu de quartz, ainsi que du fer titané, de l'apatite, de la pyrite et des agrégats de grenat et d'idocrase (1). Le pyroxène y est voisin du diallage. La roche est souvent attaquée et le plagioclase transformé en calcite et en wollastonite ; on ne voit plus alors que les grains de pyroxène vert-clair, noyés dans une masse blanche fibreuse de wollastonite.

La roche de Roguédas a été employée par les anciens habitants de l'Armorique, comme le prouvent les nombreuses haches trouvées sous les dolmens et souvent attribuées à la jadéite.

Au nombre des roches qui peuvent former des couches subordonnées dans les gneiss, il faut encore citer des associations de plagioclase et de mica biotite comme celles des environs de Roguédas. C'est à cette espèce que paraît devoir être rapportée la *Vauguérite* de Fournet, véritable kersanton gneissique intercalé dans le terrain primitif aux Vauguerais, près de Lyon.

(1) Whitman Cross, in Barrois, *Ann. de la Soc. géo'. du Nord*, VIII, p. 94.

Digitized by Google

Chloritoschiste, Talcschiste, etc. — Le *Chloritoschiste* ou *schiste chloriteux*, dit aussi *chloroschiste*, est formé d'une accumulation de lamelles et d'écailles de chlorite, variété ripidolithe. Généralement il contient du quartz ainsi que du feldspath, du mica et du talc. Le microscope y révèle la magnétite ; mais il y a des gisements où ce minéral est assez dominant pour que la roche constitue un véritable minerai de fer. Le grenat abonde généralement dans les chloritoschistes, où il forme des dodécaèdres rhomboïdaux, parfois très gros et très réguliers.

Aux chloritoschistes se rattachent étroitement les *schistes à séricite*, autrefois appelés *Talcschistes*, *Talcites* ou *Stéaschistes*, à l'époque où l'on prenait pour du talc, à cause de son toucher onctueux, le minéral en paillettes dont ces schistes sont constitués et qui est généralement de la *séricite*, c'est-à-dire un mica hydraté et fluorifère, verdâtre ou vert-jaunâtre. Les schistes à séricite sont luisants, satinés, et deviennent souvent micacés au voisinage des massifs granitiques. Leur fissilité peut être très grande. La séricite y est parfois remplacée par la damourite, la margarite et une variété de chlorite. Parmi les éléments accessoires figurent le quartz, le feldspath, le grenat et le disthène.

Cette catégorie comprend le *schiste à paragonite* du Saint-Gothard, ainsi nommé de la prédominance de la paragonite, espèce de mica sodique et hydraté. Il existe deux variétés de ce schiste : l'une blanche et soyeuse, avec de beaux cristaux de staurotide et de disthène, l'autre de couleur foncée, avec un mica vert ou jaunâtre. Les microlithes abondent dans les deux variétés.

Phyllades. — Les *Phyllades* ou schistes argileux primitifs (*Urthonschiefer*) sont des schistes durs dont la couleur dominante est le gris foncé, tirant sur le bleu ou sur le vert, avec éclat micacé sur les faces de clivage. Ces schistes ont une origine essentiellement détritique, mais la cristallisation s'y est manifestée concurremment avec le phénomène sédimentaire du dépôt. Ils se composent de menus débris de quartz, avec des paillettes invisibles à l'œil nu, d'un minéral micacé qui peut varier beaucoup, depuis le mica proprement dit jusqu'à la séricite, à la pyrophyllite et à la chlorite. D'après M. Kalkowsky (1), la staurotide, en prismes microscopiques, abonde généralement dans les phyllades. M. Anger (2) y a également constaté la présence fréquente de la tourmaline. Presque toujours le quartz, en fines veinules, parcourt la roche en tous sens. Les variétés les plus fines et les plus schisteuses des phyllades fournissent des ardoises ; d'autres se débitent en grandes dalles. Souvent il s'est développé dans la masse des phyllades, soit de véritables cristaux de chiastolithe ou *mâcle* et d'andalousite, soit de simples concentrations noduleuses d'un silicate alumineux noirâtre. Cette transformation peut résulter de l'influence exercée par le voisinage d'un massif granitique et c'est ainsi que des *Schistes mâclifères* ont pu se constituer aux dépens de formations relativement modernes, telles que les

(1) *Neues Jahrbuch*, août 1879.
(2) *Id.*, 1876, p. 215.

Digitized by Google

schistes siluriens. Mais ce qui se présente dans ces derniers à l'état d'exception, paraît avoir été plus habituel pendant la période primitive et d'ailleurs il est bien des cas où l'on n'aperçoit aucune roche éruptive à l'influence de laquelle le développement des mâcles puisse être attribué. La formation des *phyllades mâclifères* semble donc alors devoir être considérée comme un fait normal, déterminé par l'ensemble des conditions physiques de la période.

Les *Phyllades gneissiques* proviennent du développement de noyaux quartzeux ou feldspathiques entre les feuillets d'un phyllade. Cette variété, fréquente en Bavière et en Saxe, a souvent été confondue avec le gneiss proprement dit. Souvent aussi, du reste, on a pris pour du feldspath ce qui n'était qu'un silicate alumineux de la famille de l'andalousite.

Cipolins. — Les *Cipolins* sont des calcaires cristallins et schisteux, généralement micacés, talcifères ou chloriteux et où les phyllites sont disposées en bandes comme dans le gneiss. Souvent des paillettes cristallisées de graphite sont répandues dans la masse à la manière du mica.

Le passage des cipolins aux micaschistes peut s'effectuer par des *calcschistes micacés*, consistant en calcaire grenu, avec mica et quartz. Le calcaire forme généralement des lentilles et le mica est le plus souvent blanc et potassique. Sous le microscope, le calcaire grenu offre les stries qui caractérisent la calcite des marbres et qui proviennent d'une association de lamelles mâclées. Un calcschiste de ce genre, de Prettau, en Tyrol, contient 48 % de silice et 22,67 % de chaux avec 13,53 % d'alumine (1).

Grenatite, Eclogite. — Le grenat forme, comme nous venons de le voir, un élément très répandu dans les gneiss et les micaschistes. Quelquefois il y donne naissance à de véritables roches, parmi lesquelles il convient de citer :

La *Grenatite*, formée par un agrégat cristallin de grenat et d'amphibole hornblende. Le grenat est l'élément dominant et appartient, en général, à la variété calcaro-ferreuse.

La *Kinzigite*, où le grenat manganésifère est associé au mica magnésien, à l'oligoclase et à la fibrolithe.

L'*Eulyzite*, roche de grenat brun-rouge et de pyroxène augite, associés à un élément dominant qui est la variété de péridot connue sous le nom de fayalite.

L'*Eclogite*, mélange de grenat et d'omphazite (variété de pyroxène vert d'herbe), pouvant contenir de la smaragdite, de l'hornblende, du disthène, avec mica blanc, quartz, olivine, zircon, apatite, sphène, oligoclase, etc. L'éclogite d'Eppenreuth contient 70,5 % d'omphazite, 25 % de grenat et 4,5 % de quartz, disthène et mica. Les variétés du Fichtelgebirge et de la Forêt-Noire sont riches en amphibole et il y a, par exemple dans l'île de Syra, des éclogites qui contiennent assez de disthène, associé au mica et au quartz, pour avoir mérité le nom de roches à disthène.

(1) A. v. Hubert in von Lasaulx, *Petrographie*, p. 362.

Digitized by Google

Minerais de fer. — Nous avons signalé, à plusieurs reprises, la présence de la *magnétite* das les roches primitives. L'*oligiste* y est quelquefois aussi abondant. Ces deux minerais s'associent fréquemment, en amas ou en couches puissantes, aux schistes chloriteux et amphiboliques. Tel est le cas du fer oxydulé de Dannemora, en Dalécarlie, qui forme une couche de 200 mètres de puissance dans un ensemble de chloritoschistes, de gneiss et de calcaires cristallins.

Remarques générales sur les roches primitives. — L'énumération qui vient d'être faite donne lieu à quelques remarques intéressantes. M. Sterry Hunt (1) a fait observer que les roches du terrain primitif forment deux séries, l'une acide, l'autre basique, cette dernière caractérisée par des silicates de la famille amphibolique. On peut aller plus loin et poser en principe, avec M. Kalkowsky (2), que le terrain primitif renferme, sous une apparence stratiforme ou au moins rubanée, *les équivalents de toutes les roches granitoïdes* anciennes d'origine interne.

Ainsi le gneiss ordinaire correspond au granite commun, le gneiss à hornblende au granite amphibolique, le gneiss rouge au granite à mica blanc, la leptynite à la granulite, le pétrosilex à l'elvan et au porphyre quartzifère, les amphibolites aux diorites et aux syénites, les pyroxénites aux diabases, la leptynite diallagique au gabbro, le quartzite au greisen, la vauguérite au kersanton, les micaschistes feldspathiques à la minette. Il y a donc une extrême analogie dans la composition intrinsèque des deux groupes, dont la différence porte surtout sur les conditions de gisement.

M. Kalkowsky a également fait la remarque que l'oligiste est fréquent dans les variétés gneissiques et micacées, tandis que c'est à l'état de magnétite que l'oxyde de fer se rencontre dans les amphiboloschistes. Ainsi les roches basiques du terrain primitif ont dû, comme leurs analogues de la série éruptive, se développer dans un milieu réducteur, tandis que les influences oxydantes prédominaient dans la formation des types acides.

Ce double rapprochement nous paraît avoir une grande importance et nous y voyons encore un puissant motif de considérer la série primitive comme tout à fait en dehors des formations stratifiées et plus intimement liée aux produits de l'énergie intérieure qu'à ceux de la dynamique externe.

§ 3

TYPES RÉGIONAUX DU TERRAIN PRIMITIF

A. *LE TERRAIN PRIMITIF DANS LA RÉGION FRANÇAISE*

Le terrain primitif forme en France plusieurs massifs, dont deux surtout ont une importance particulière : le premier est le massif armoricain; le second

(1) *Chemical and Geological Essays*, Boston, 1875.
(2) *Neues Jahrbuch*, 1880, I, p. 1.

Digitized by Google

comprend le Plateau-Central avec le Morvan, d'un côté et les Cévennes, de l'autre, comme dépendances. En outre, les gneiss se montrent encore dans les Pyrénées, les Alpes dauphinoises et la région des Maures, enfin dans la chaîne des Vosges, formant un district commun à la France et à l'Alsace.

Bretagne, Cotentin. — Le gneiss de Bretagne peut se diviser en deux étages (1): L'étage inférieur, le plus développé des deux et le plus constant dans sa composition, est formé de gneiss granitoïdes, glanduleux, rubanés, que de nombreuses éruptions granitiques ont sensiblement modifiés à leur contact. La figure 142, dont nous devons la communication à M. Ch. Barrois et qui représente un état de choses très habituel dans l'ouest de la Bretagne, montre à quel point est

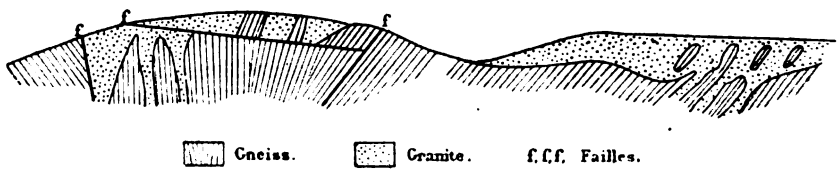

Fig. 142. — Coupe de la rivière de Douarnenez (d'après M. Ch. Barrois).

intime la pénétration du gneiss et du granite dans cette région, d'ailleurs très bouleversée.

L'étage supérieur, dont un bon type s'observe au sud de Roguédas, est formé par un gneiss feuilleté à mica noir, alternant avec des couches de pyroxénites, de kersantites stratiformes (associations de plagioclase et de mica biotite) et de roches composées d'un mélange intime de pyroxène, de grenat et d'idocrase.

Bien entendu, des micaschistes à biotite abondent parmi les gneiss. On peut même dire, d'après M. Barrois, que le micaschiste est, par excellence, la roche du terrain primitif en Bretagne; mais il passe fréquemment au gneiss et quelquefois au quartzite.

Les chloritoschistes sont très développés dans les falaises de la baie d'Audierne, où ils alternent avec les amphibolites et sont surmontés par des talcites ou des schistes luisants à séricite. C'est sans doute à ce dernier étage qu'appartiennent les talcites phylladiformes, souvent chloritiques et noduleux, de la rade de Cherbourg, qui passent au stéaschiste. Ces schistes sont surtout formés de grains de quartz avec séricite rappelant le talc.

Dans le gneiss de la Paquelaie, près Montoir, M. Lory (2) a signalé un gisement de calcaire cristallin stratifié, traversé par des filons de pegmatite. Ce calcaire est semblable au cipolin blanchâtre ou gris bleuâtre que Rivière a indiqué aux environs des Sables d'Olonne.

Plateau central. — On observe dans le Limousin (3) la succession suivante : à la base, un gneiss œillé ou glanduleux, que surmonte un gneiss rubané gris,

(1) Ch. Barrois, *Ann. de la Soc. géol. du Nord*, VIII, p. 94.
(2) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XVII, p. 20.
(3) Renseignements fournis à l'auteur par M. Douvillé.

Digitized by Google

contenant des couches de leptynite et traversé par un granite éruptif, avec pegmatites dans la zone de contact. Au-dessus viennent des gneiss passant aux micaschistes, souvent graphiteux, avec leptynites à grenat, amphibolites, cipolins et serpentines. Le tout se termine par des micaschistes et est surmonté de talcites et de schistes micacés, comme ceux qui passent, par dégradations insensibles, aux ardoises de Travassac et d'Alassac, près de Brive.

Dans le Cantal, il existe quelques traînées de gneiss granitoïdes et, dans les vallées profondes du massif volcanique central, on peut, d'après M. Fouqué, constater la superposition, aux gneiss et micaschistes rubanés, d'un système gneissique avec amphibolites, pyroxénites et serpentines, que couronnent des micaschistes.

En divers points du Plateau central, le gneiss schisteux, passant au micaschiste, contient des gisements de calcaire saccharoïde micacé ou cipolin. Ces gisements, qui constituent une précieuse ressource pour un pays essentiellement dépourvu de calcaire, s'observent à Sussac près Eymoutiers (Haute-Vienne), à Gioux (Corrèze), à Savenne (Puy-de-Dôme) et à Chalvignac près Mauriac (Cantal).

A Sussac comme à Gioux, le calcaire est enclavé en amas, parallèles à la stratification, dans le gneiss, dont les couches sont verticales (1). A Savenne, les strates sont courbées en voûte et le calcaire partage exactement cette allure. Dans ces trois localités, le mélange du mica donne au calcaire une disposition rubanée. C'est surtout près du gneiss que le mica est abondant; aussi n'emploie-t-on à la fabrication de la chaux que la partie centrale des amas calcaires.

A Chalvignac, le calcaire saccharoïde forme deux amandes régulièrement intercalées dans le gneiss schisteux et séparées l'une de l'autre par plusieurs mètres de gneiss ; d'autres lentilles plus petites s'observent en descendant des fours à chaux vers la Dordogne. Le passage du marbre au gneiss schisteux, par la prédominance des veinules micacées, est *insensible*, et loin de pouvoir considérer le calcaire comme une formation de filon, on ne saurait se refuser à y voir une roche absolument contemporaine du gneiss encaissant. Un filon de pegmatite tourmalinifère s'observe dans le massif qui sépare les deux principales lentilles calcaires.

La même roche calcaire apparaît de nouveau, sur le cours de la Dordogne, à Archers et Roche-les-Peyroux.

La région du Plateau central ne paraît pas renfermer de roches pétrosiliceuses, analogues à l'Hälleflinta. Cependant, à l'extrémité orientale de ce plateau, près de Lyon, on observe, dans le voisinage du gisement de pyrite de Chessy et Sain-Bel, des roches compactes, dites *cornes rouges* et *cornes vertes*, qui pourraient appartenir à cette division, avec les schistes satinés blancs, micacés et stéatiteux, qui encaissent le filon pyriteux.

Morvan, Cévennes. — Dans le Morvan, M. Michel-Lévy (2) a reconnu l'exis-

(1) Élie de Beaumont et Dufrénoy, *Explic. de la Carte géologique de la France*, I, p. 119.
(2) *Compte rendu de l'excursion de la Société géologique de France dans le Morvan*, en 1870.

Digitized by Google

tence de deux étages de gneiss; l'inférieur, granitoïde, le supérieur grenu avec leptynites amphiboliques, amphibolites interstratifiées et serpentines, ces dernières dues à la décomposition de roches à enstatite. En outre, aux environs d'Autun, le gneiss se montre intimement pénétré de granulite en filons, qui y a fait naître du mica blanc et de la sillimanite en le transformant en *gneiss granulitique* ou gneiss rouge. Mais cette transformation serait très postérieure à la consolidation de la roche, car dans le Morvan les granulites paraissent avoir été injectées pendant la période dévonienne.

M. Michel-Lévy (1) a décrit des schistes sériciteux qui apparaissent aux environs de Saint-Léon, dans l'Allier, et qui deviennent micacés et feldspathiques au voisinage du granite. Ces schistes, formés de grains brisés de quartz d'origine gneissique, avec ciment de chlorite et de séricite, paraissent se relier aux schistes mâclifères de Luzy, dans la Nièvre, ainsi qu'aux schistes sériciteux, tachetés et glanduleux, de Villard, près Matour en Mâconnais.

Il est à remarquer que les schistes de Saint-Léon sont recouverts par une couche de marbre, continue sur 10 kilomètres de longueur et séparée, par des schistes tachetés, d'un poudingue à galets de schiste micacé.

Le terrain primitif des Cévennes se compose, d'après M. G. Fabre (2), d'un

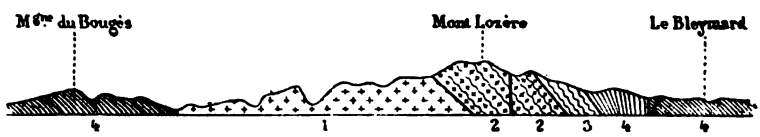

Fig. 143. — Coupe à travers le mont Lozère (d'après M. G. Fabre). — 1, granite; 2, gneiss granitoïde; 3, gneiss grenu; 4, micaschiste.

système, épais d'environ 6000 mètres, de gneiss et de micaschistes, que surmontent au moins 4000 mètres de talcschistes. Le gneiss, granitoïde lorsqu'il est en contact avec le granite du Mont Lozère, devient ensuite glandulaire et alterne avec des couches de leptynite, auxquelles les micaschistes succèdent dans le haut. En fait de minéraux accidentels, on n'observe à l'œil nu que la tourmaline. La direction des couches oscille, en général, entre 45 et 55 degrés (3).

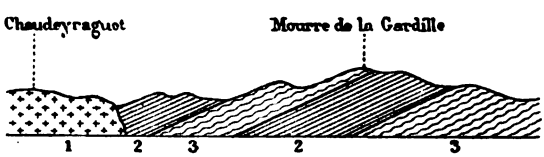

Fig. 144. — Coupe à travers les montagnes de Mercoire (d'après M. G. Fabre). 1, granite: 2, micaschiste; 3, gneiss

Les figures 143 et 144 représentent la succession observée aux abords du Mont Lozère ainsi que dans le massif de Mercoire.

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 181.
(2) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 399.
(3) Les degrés sont comptés à partir du nord vrai, dans le sens de la marche des aiguilles d'une montre.

Digitized by Google

Les talcites ou *schistes luisants* des Cévennes forment, immédiatement au-dessus du terrain de gneiss et de micaschistes, un système doué d'une très grande uniformité, auquel M. G. Fabre (1) attribue une épaisseur d'au moins 4000 mètres. On y trouve des noyaux de quartz. Vers l'ouest, près du Vigan, ces schistes paraissent se prolonger sous la forme d'une puissante série de talcites phylladiformes et de stéaschistes satinés, alternant avec des couches de calcaire saccharoïde. Plusieurs de ces talcites sont mâclifères ou graphiteux.

Pyrénées. — Dans le pays de Labourd (Basses-Pyrénées), on voit s'intercaler dans le gneiss et alterner en veines avec lui des calcaires saccharoïdes, signalés pour la première fois par de Charpentier, qui les avait parfaitement reconnus comme faisant partie du terrain primitif. Ces marbres, qui contiennent un minéral micacé d'un vert émeraude, renferment du graphite et exhalent, quand on les casse, une odeur fétide. Tel est, en particulier, le cas du cipolin de Louhoussoa près d'Ilasparren, où l'amphibole blanche, la fluorine, l'oligiste et la pyrite s'associent au talc ou au mica et au graphite en paillettes hexagonales.

Une belle pegmatite graphique, avec kaolin, accompagne le gisement du cipolin de Louhoussoa.

Il est probable qu'il convient de rapporter à la même formation le marbre blanc de Saint-Béat, qui alterne avec des gneiss et contient de la pyrite, de la fluorine, du soufre natif et de la tourmaline d'un beau vert.

Quant aux schistes micacés, à structure gneissique, qui s'observent en de nombreux points du massif central, notamment à la montée du lac d'Oo, ils pourraient former la partie supérieure du terrain primitif pyrénéen; mais cette attribution doit demeurer douteuse et il est possible que ces schistes, pénétrés de filons de granite euritique, soient des phyllades cambriens métamorphiques.

Oisans, Maures. — Dans l'Oisans, d'après M. Lory, le gneiss granitoïde de les Étages est surmonté à St-Christophe par des gneiss et micaschistes grenus, qui supportent, à Pont-St-Guillerme, un système contenant des amphibolites et des couches calcaires. L'ensemble est couronné par les chloritoschistes, servant de base aux talcschistes et aux phyllades.

Sur les bords de la Méditerranée, près de Cannes, on observe, dans la région des Maures, une formation de gneiss que surmontent des micaschistes avec grenat, staurotide et andalousiste. Le gneiss est parfois amphibolique et d'autres fois graphiteux; au sommet de la série, dans la presqu'île de Giens, se trouvent des lentilles de calcaire cristallin contenant souvent du mica et un minéral talcoïde.

Cette région est l'une de celles où l'on peut le mieux observer l'intime pénétration des gneiss et des micaschistes par une granulite rosée qui tantôt s'intercale parallèlement aux feuillets de mica, tantôt les coupe sous des angles très variables.

L'ensemble est couronné par un phyllade satiné.

Alsace, Vosges. — Le terrain de gneiss de la Haute-Alsace se compose (2)

(1) *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, V. p. 402.
(2) Groth, *Abhandlungen zur geol. Specialkarte von Elsass.* — *Neues Jahrbuch*, 1878, p. 851.

Digitized by Google

d'un gneiss ancien, tantôt à grain grossier et noduleux, tantôt riche en mica et passant au micaschiste et d'un gneiss plus récent, ou gneiss à grenat, parfois graphiteux et accompagné de leptynite. A cet étage supérieur sont subordonnés des gneiss amphiboliques, des serpentines et des calcaires cristallins. Le calcaire du Saint-Philippe, décrit par Delesse (1) en fait partie; il y est intercalé sous la forme de trois assises concordantes et des pyroxénites l'accompagnent. Parmi les nombreux minéraux du calcaire du Saint-Philippe, on doit citer le mica phlogopite, la pyrosclérite, la magnétite, le spinelle et le graphite.

Le cipolin s'observe encore dans le gneiss des Vosges au Chippal, près de Fraize, et à Laveline, aux environs de St-Dié; le calcaire du Chippal est grenu ou sublamellaire et parcouru par des filets de serpentine. Le mica y affecte un éclat cuivreux. Le gneiss encaissant est chargé de chaux carbonatée au point de faire avec les acides une vive effervescence.

A Laveline, le calcaire, qui forme plusieurs amas, est gris et micacé, surtout dans le voisinage du gneiss. Le centre de la masse est traversé par des filons de quartz.

B. *LE TERRAIN PRIMITIF EN EUROPE*

Bavière. — D'après M. Gümbel, le terrain primitif de la Bavière offre, du haut en bas, la succession suivante :

3 Micaschistes hercyniens.
2 Gneiss hercynien.
1 Gneiss de Bojic.

La division inférieure, celle du gneiss de Bojic, est remarquable par son uniformité; on n'y observe que des roches gneissiques; tantôt du gneiss gris, tantôt du gneiss rouge, ce dernier en relation intime avec des nappes stratiformes de granite à deux micas.

Le gneiss hercynien est très complexe; on y voit de nombreuses intercalations d'amphiboloschistes et de calcaires cipolins avec mica, serpentine et graphite; c'est dans un de ces calcaires cristallins qu'on a trouvé les apparences désignées sous le nom d'*Eozoon bavaricum*.

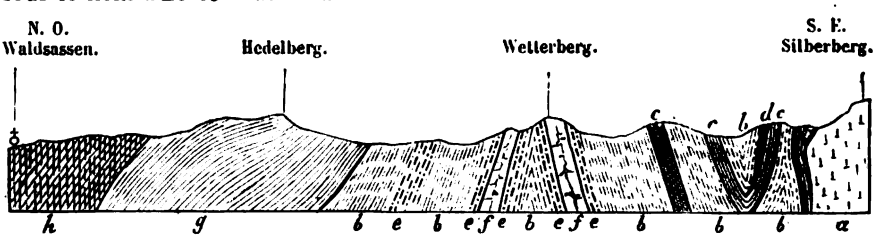

Fig. 145. — Coupe du terrain primitif dans les montagnes de la Bavière (d'après Gümbel). — *a*. granite; *b*, gneiss micacé; *c*, leptynite; *d*, serpentine; *e*, gneiss amphibolique; *f*, granite amphibolique; *g*, micaschiste; *h*, schistes argileux.

La figure 145 montre la succession des couches primitives dans les montagnes de Bavière, telle qu'elle a été établie par M. Gümbel. C'est aussi au même auteur

(1) *Annales des Mines, Bull. Soc. géol. de France*, 1851.

Digitized by Google

qu'est empruntée la figure 146, qui représente les intercalations régulières de leptynite dans le gneiss.

Dans le massif du Mont du Labyrinthe, près de Hof, M. Gümbel signale, au-dessus des chloritoschistes et au-dessous des assises contenant la faune cambrienne, 3000 mètres de schistes (*Urthonschiefer*). Ces schistes, que M. Gümbel a nommés phyllades hercyniens, passent, vers le bas, aux schistes micacés et, vers le haut, aux schistes cambriens, d'où la distinction, faite par le même auteur, de deux séries, celle des *phyllites* et celle des *schistites*.

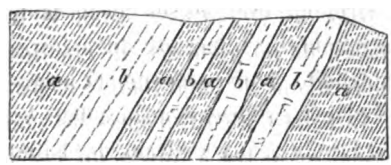

Fig. 146. — Succession régulière du gneiss (*a* et de la leptynite (*b*) à Rödenbach, en Bavière (d'après Gümbel).

Dans le Fichtelgebirge, entre Haid et Rosenhammer (fig. 147), il y a lieu de distinguer deux étages dans le système des phyllades. Le premier se compose de

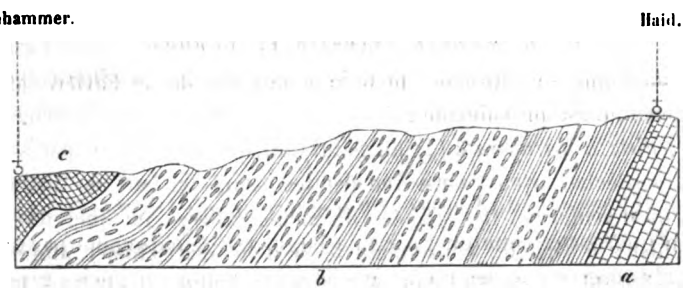

Fig. 147. — Coupe du terrain primitif dans le Fichtelgebirge (d'après Gümbel). — *a*, quartzites schisteux *b*, phyllades argileux et phyllades gneissiques ; *c*, phyllades.

couches de schiste argileux, alternant avec des *phyllades gneissiques :* l'étage supérieur est uniquement formé de schistes argileux.

Alpes occidentales et centrales. Le gneiss granitoïde, à schistosité peu régulière, identique par sa composition chimique avec le gneiss gris de l'Erzgebirge, se montre, sur une épaisseur de plusieurs milliers de mètres, à la base du Simplon (1), où il est surmonté par des couches alternantes de micaschistes grenatifères, calcarifères, chloriteux, de gneiss glandulaires ou schisteux et d'amphiboloschistes. Trois bandes de calcaire cristallin y sont intercalées et le tout est couronné par les chloritoschistes du Mont Leone.

La série des gneiss à grain fin avec amphibolites, serpentines et calcaires saccharoïdes est très puissante dans les Alpes occidentales. La couleur dominante des roches de cet ensemble lui a fait donner par Gastaldi (2) le nom de série des *pierres vertes*. On la trouve bien développée au Mont Cervin et au Mont Viso, ainsi que dans toute la région des Alpes italiennes. C'est dans cette série que sont compris les gisements de fer oxydulé de Cogne en Piémont (3). La magnésie

(1) Renevier, *Bull. Soc. vaudoise*, 1878, XV, p. 281.
(2) *Mem. Comitato geol. d'Italia*, 1871, I, p. 1.
(3) Parran, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, II, 1874, p. 257.

Digitized by Google

paraît en être l'élément caractéristique et les cipolins y sont fréquemment dolomitiques. Tel est en particulier le cas des calcaires saccharoïdes avec actinote, mica et talc qui, dans la Valteline, sont très développés, d'après M. Taramelli (1), au milieu du système des gneiss amphiboliques et talqueux.

Dans les Alpes Grées, selon M. Baretti, la zone des pierres vertes, formée de gneiss, de micaschistes, de cipolins, de serpentines et d'amphibolites, n'aurait guère moins de 8000 mètres d'épaisseur.

Au Saint-Gothard, d'après les coupes relevées par M. Stapff (2) le côté nord du tunnel est percé à travers un système de gneiss gris, alternant avec des gneiss granitiques, des gneiss œillés et des granites gneissiques. Le côté sud perce des micaschistes, des schistes quartzeux avec amphiboloschistes micacés et grenatifères, des serpentines, enfin des chloritoschistes. Des cipolins s'observent non loin de la jonction des deux groupes.

Dans les hautes vallées de l'Adige et de l'Adda, M. Stache distingue au-dessus des gneiss des schistes talqueux ou sériciteux verts et blancs, des schistes argileux, micacés ou non, des phyllades quartzeux et des roches d'aspect gneissique. Une série analogue se retrouve entre le massif du Saint-Gothard et celui du Finsteraarhorn. C'est probablement à l'étage des talcites qu'il convient de rapporter le *schiste à paragonite* (3) du Saint-Gothard, caractérisé par sa couleur blanche et son éclat soyeux, ainsi que par les beaux cristaux de disthène et de staurotide qu'il renferme. Des schistes du même genre, dont quelques-uns sont de vrais schistes à séricite, couronnent le système des schistes amphiboliques et des chloritoschistes du Simplon (4).

Alpes autrichiennes. — Le terrain primitif des Alpes autrichiennes offre, à la base, le gneiss central, au-dessus duquel vient la *calotte schisteuse* (*Schieferhülle*), composée de micaschistes et de schistes verts, associés à un système de gneiss plus récent que le gneiss central (5). Ce dernier contient de nombreuses intercalations de granite et de gneiss granitique.

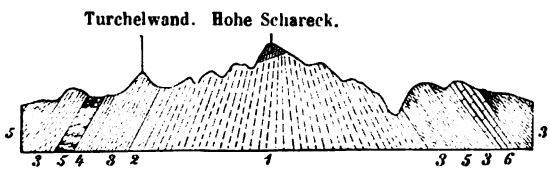

Fig. 148. — Coupe menée par la chaîne centrale des Tauern (d'après Heinrich Credner). — 1, gneiss granitoïde et gneiss gris; 2, calcaire cristallin; 3, micaschistes; 4, micaschistes calcarifères; 5, chloritoschistes; 6, schistes quartzifères.

Dans la vallée de l'Adige, le système gneissique contient aussi des roches pétrosiliceuses dont la couleur varie du rouge au bleu et au vert (6).

La figure 148 fait connaître, d'après M. Heinrich Credner, la disposition de l'ensemble de la série primitive dans la chaîne centrale des Tauern.

(1) Ernest Favre, *Revue géol. suisse*, V, p. 125.
(2) *Archives des sciences de la Bibliothèque universelle de Genève*, 1875, LIV, p. 340.
(3) La *Paragonite* est un mica sodique et hydraté.
(4) Lory, *Soc. géol. de France*, 7 nov. 1881.
(5) Von Mojsisovics, *Verhandlungen der k. k. geol. Reichanstalt*, 1871, p. 301; 1872, p. 46.
(6) Stache, *Jahrbuch der k. k. geol. Reichanstalt*, 1877, XXVII. p. 143.

Digitized by Google

Saxe, Silésie, Bohême. — La formation primitive de la Saxe comprend d'abord le gneiss gris normal, à mica noir magnésien, dans lequel sont contenus les filons métallifères de l'Erzgebirge, puis des leptynites (granulites) riches en grenat, que recouvrent des micaschistes.

Quant à ce qu'on a appelé le gneiss rouge, il forme des traînées ou des enclaves au milieu du gneiss gris, dont il se distingue par sa forte teneur en silice et par la présence du mica blanc potassique. M. H. Müller et M. Scheerer avaient considéré tout le gneiss rouge comme éruptif. M. Michel-Lévy (1) attribue cette variété à l'injection d'une granulite au milieu des feuillets du gneiss ancien. A Griesbach, le gneiss rouge contient un gisement de calcaire cristallin avec lequel il se fond insensiblement sur les bords, de telle sorte que M. Kalkowsky (2) n'hésite pas à regarder les deux roches comme contemporaines.

Le système des gneiss et des leptynites de la Saxe est d'ailleurs surmonté par des schistes verts, avec magnétite, hornblende et plagioclase. Quelques géologues signalent, à la partie supérieure, des roches d'aspect gneissique qui contiennent des galets roulés d'un gneiss plus franc et plus ancien (3). Ces roches appartiennent à l'étage des *phyllades gneissiques* (*Phyllitgneiss*), subordonnés au système des schistes argileux primitifs, servant de base aux terrains sédimentaires proprement dits.

En Saxe, d'après M. Rudolf Credner (4), les schistes verts d'Hainichen sont surmontés par des phyllades à séricite et des brèches. De même, près de Riesa, M. Pohlig (5) signale, au-dessus de la série gneissique, un ensemble de schistes micacés, de schistes mâclifères et de schistes clairs à andalousite, que couronne un système de schistes à séricite, de phyllades et de quartzites micacés. Au milieu de ces assises existe un conglomérat contenant des cailloux roulés de gneiss granitoïde, reliés par un ciment cristallisé.

Dans le gneiss de l'Eulengebirge, en Silésie, M. Kalkowsky (6) a reconnu deux étages bien distincts : l'inférieur, formé d'un gneiss à mica noir magnésien, tantôt granitoïde, tantôt rubané, est surtout caractérisé par un mélange de quartz et de fibrolithe auquel on a donné le nom de *Faserkiesel*. L'étage supérieur contient à la fois du gneiss à mica noir, à grain homogène, passant parfois au micaschiste et du gneiss à deux micas, plus inégal dans sa texture, ainsi que des intercalations d'amphibolites, de serpentines, d'éclogites, de roches à diallage et de calcaires.

En Bohême, les formations stratifiées reposent sur une série de gneiss, renfermant assez souvent du grenat ; cette série contient, à Krummau, un cipolin

(1) Michel-Lévy, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série. II, p. 179.
(2) *Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellschaft*, 1875, p. 623.
(3) Sauer, Halle, 1879.
(4) *Neues Jahrbuch*, 1876, p. 435.
(5) *Zeitschr. der deutschen geol. Gesellschaft*, XXIX, p. 3.
(6) *Die Gneissformation des Eulengebirges*, Leipzig, 1878. — *Neues Jahrbuch*, 1878, p. 762.

Digitized by Google

à mica blanc, parfois serpentineux et donnant lieu aux apparences décrites sous le nom d'*Eozoon bohemicum*.

Au-dessus de ce gneiss apparaît un système formé de schistes verts, de grès et de brèches, avec pétrosilex diversement colorés, qui forme ce que M. Barrande a appelé l'étage A (1).

Scandinavie. — Les formations primitives de la Suède comprennent deux variétés de gneiss : le *gneiss à magnétite* ou *jernyneiss*, souvent rouge, passant, dans sa partie supérieure, à un *hälleflinta* rougeâtre et le *gneiss gris à grenat*, contenant des amphibolites. Au-dessus de ce dernier, que M. Hummel (2) considère comme supérieur au précédent, vient la zone de l'*hälleflinta*, formée de roches euritiques ou pétrosiliceuses, quelquefois appelées *leptites*, et de quartzites gris et rouges, que couronnent des schistes argileux et micacés. Parfois, vers le sommet de la zone de l'hälleflinta, on observe des espèces de conglomérats, mais dont la structure ne se distingue pas sur les cassures fraîches, tant les galets (ou noyaux) sont intimement unis à la pâte de la roche.

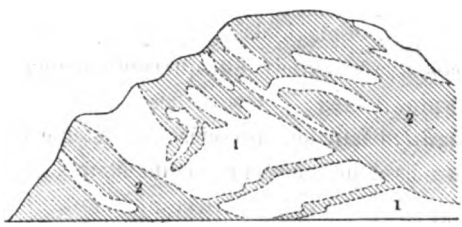

Fig. 149. — Gneiss micacé traversé par des filons de granite à Mandal en Norvège (d'après Kjerulf) — 1. gneiss; 2, granite.

En Norvège, le terrain primitif (*Grundgebirge*) débute par le gneiss gris franc, se transformant à la base en gneiss glanduleux (Augengneiss), au contact des massifs granitiques. La pénétration du gneiss et du granite est intime (fig. 149) et souvent on a de la peine à distinguer les deux roches l'une de l'autre (3).

Dans ce système, dont la puissance paraît dépasser 1000 mètres à Romsdal,

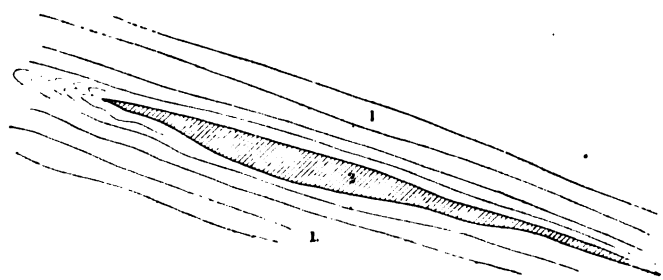

Fig. 150. — Coupe relevée près de Romsdal par Kjerulf — 1, gneiss; 2, amphibolite.

où il est remarquable par son uniformité, on observe aussi des micaschistes, des amphibolites, des gneiss amphiboliques et de l'éclogite. Des couches cal-

(1) *Système silurien du centre de la Bohême*, 1846.
(2) *Sveriges geol. undersökning*. Stockholm, 1875.
(3) Kjerulf, *Geologie des mittleren und südlichen Norwegen*, p. 118.

Digitized by Google

caires y sont également subordonnées; de ce nombre est le calcaire à idocrase d'Egg près de Christiansand. Le gneiss micacé renferme des lits, régulièrement intercalés, de moins de 2 mètres d'épaisseur, d'un calcaire grenu qui contient, avec l'idocrase, du pyroxène, du scapolithe, du mica phlogopite, de la chondrodite et du spinelle noir.

Le gneiss est couronné par plusieurs centaines de mètres d'assises alternatives de quartzites et d'amphiboloschistes. C'est à ce niveau que se placent, suivant M. Törnebohm, les *hälleflinta* ou pétrosilex de Suède, ainsi que les couches qui contiennent les minerais de fer magnétique d'Utö et de Dannemora.

La figure 150 montre comment, à Romsdal, l'amphibolite forme dans le gneiss une lentille allongée, de $0^m,50$ d'épaisseur au plus.

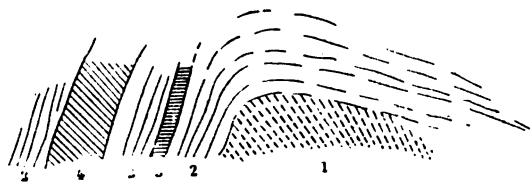

Fig. 151. — Coupe observée par Kjerulf au Romsdalhorn. — 1, gneiss granitoïde; 2, gneiss commun; — 3, amphibolite; 4, éclogite.

Dans la figure 151 on voit deux couches, l'une d'amphibolite, l'autre d'éclogite, intercalées dans un gneiss gris qui lui-même s'appuie contre un massif de gneiss granitoïde.

Grande-Bretagne. Espagne. — D'après M. Hicks (1), le terrain primitif de la Grande-Bretagne comprend quatre étages qui sont, de bas en haut :

1° L'étage *Lewisien*, formé de gneiss massif avec feldspath rougeâtre et souvent hornblende; c'est le gneiss fondamental décrit par Murchison dans les Hébrides et le nord-ouest des Highlands.

2° L'étage *Dimétien*, développé dans le pays de Galles, à Saint-David's, et composé de gneiss granitoïdes et quartzeux à feldspath blanc ou rosé, avec calcaires.

3°. L'étage *Arvonien* (de Carnavon), formé de roches quartzofeldspathiques, espèces de gneiss euritiques correspondant au hälleflinta de Suède.

4° L'étage *Pébidien*, consistant en chloritoschistes et schistes micacés, avec serpentine et calcaire dolomitique cristallin; cet étage s'observe sur les côtes du comté de Carnavon et d'une grande partie de l'île d'Anglesey.

Il existe aussi, dans le district des Lacs du Cumberland, une série de schistes glanduleux, de schistes mâclifères et de schistes micacés qu'il semble convenable de rapporter au même horizon (2).

En Espagne, dans la province de Huelva, la base des terrains stratifiés est formée par des gneiss, des talcites et des phyllades avec intercalations de calcaires cristallins, contenant du pyroxène et de l'amphibole, ainsi que de schistes amphiboliques. Dans la province de Séville, la série est absolument la même et les calcaires cristallins y sont parsemés d'actinote (3).

(1) *Geol. Magazine*, 1879, p. 433.
(2) Clifton Ward, *Quarterly Journal of the Geol. Soc. of London*, XXXI, XXXII.
(3) Macpherson, in *Neues Jahrb.*, 1879, p. 930.

Digitized by Google

C. *LE TERRAIN PRIMITIF HORS DE L'EUROPE*

Amérique du Nord. — Le terrain primitif ou archéen de l'Amérique du Nord forme une série très puissante, mais assez bouleversée, dans laquelle les géologues avaient d'abord établi deux subdivisions: l'étage inférieur ou ***laurentien***, ainsi nommé du fleuve Saint-Laurent et constitué surtout par des gneiss, et le ***huronien***, formé de roches vertes amphiboliques avec chlorite, serpentine, épidote, et de schistes hydromicacés ou talcschistes. Mais il est à croire qu'une partie notable des couches huroniennes doit être distraite du terrain primitif.

Le laurentien, d'après M. M. Billings et Logan, comprend, au Canada, trois sortes de roches:

1° Des gneiss à orthose, granitoïdes à la base, avec quartzites, amphiboloschistes et micaschistes.

2° Des calcaires blancs cristallins et des dolomies avec serpentine, graphite, apatite, fluorine et lits de gneiss subordonnés.

3° Des roches de feldspath plagioclase avec hypersthène, pyroxène et amphibole.

La figure 152 indique, d'après Logan, la manière dont le calcaire cristallin est

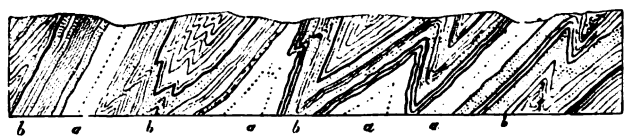

Fig. 152. — Disposition du gneiss laurentien aux environs de Grenvillle en Canada (d'après Logan). *a*, cipolins; *b*, gneiss et quartzites.

intercalé dans le gneiss du Canada. C'est dans ce calcaire, généralement serpentineux, qu'ont été découvertes les singulières apparences décrites par M. Dawson sous le nom d'***Eozoon canadense***, et dont nous dirons plus loin quelques mots.

Le gneiss de la région d'Ottawa est remarquable par l'abondance de l'amphibole; des amphibolites et des pyroxénites lui sont associées. Dans ce système, puissant de plus de 1000 mètres, on observe trois assises principales de calcaire cristallin, dont une a près de 500 mètres. Mais, sur la moitié de cette épaisseur, le calcaire contient de nombreuses intercalations de veines gneissiques, ainsi que des couches chargées de pyroxène et d'amphibole avec graphite, mica, wollastonite, sphène et serpentine.

Des circonstances analogues s'observent dans l'île Saint-Pierre et Miquelon, où le calcaire est tantôt en nodules et en veines dans le gneiss, tantôt si finement disséminé dans cette roche que les acides seuls en révèlent la présence.

M. Sterry Hunt (1) admet l'existence, dans les chloritoschistes huroniens, d'un

(1) *British Association, Geol. Magazine*, 1878, p. 470.

Digitized by Google

étage de pétrosilex, c'est-à-dire de gneiss compacts rappelant les *hälleflinta* de Suède, surmonté par un système de gneiss feuilletés et de micaschistes, dit ***Montalbain***, où l'on observe, paraît-il, quelques conglomérats.

La figure 153 représente, d'après M. Ch. Barrois (1), la coupe du laurentien supérieur, recouvert en discordance par le grès calcifère, à Little Falls, sur la rive droite de la rivière Mohawk (État de New-York). Le gneiss est gris, feuilleté, à fausses stratifications rappelant la structure torrentielle et le gneiss porphyroïde, à grands cristaux de labrador, y forme des couches ou plutôt des nappes à peu près parallèles, qui, selon M. Barrois, peuvent très bien être des veines éruptives; car c'est un fait général que les roches injectées dans les formations schisto-cristallines tendent à prendre une texture rubanée suivant la schistosité.

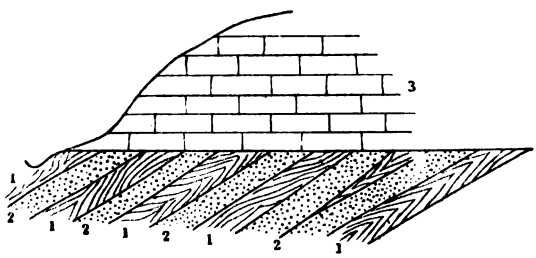

Fig. 153. — Coupe du laurentien supérieur à Little-Falls (New-York), d'après M. Ch. Barrois. — 1, gneiss schisteux; 2, gneiss porphyroïde; 3, grès calcifère.

Des couches quelquefois très puissantes de minerai de fer, oligiste ou magnétite, sont subordonnées au laurentien américain. On y trouve aussi des gisements étendus d'apatite. Ceux d'Ottawa font partie d'un système, puissant de près de 1000^{m}, de gneiss, de calcaires et de pyroxénites.

Chine. Guyane. —La série primitive en Chine est tout à fait conforme à l'ordre reconnu dans d'autres contrées. Ainsi, d'après l'examen des échantillons rapportés par M. Fauvel, M. Vélain (2) a pu établir que, en se dirigeant du littoral vers l'intérieur, on rencontre sucessivement:

1° un gneiss granitoïde, en tout point semblable au type du Simplon; 2° des gneiss grenus, très micacés, schisteux, avec micaschistes feuilletés et pyroxénites; 3° des cipolins avec jadéite, des gneiss à amphibole et des amphibolites.

Dans la Guyane française, d'après les collections recueillies par M. Crevaux et étudiées par M. Vélain (3), le terrain de gneiss et de micaschistes se montre au complet, avec sa constitution normale. Sur les rives du Maroni, on observe un gneiss gris, granitoïde, dépourvu d'amphibole, avec micaschistes. Dans le bassin de l'Oyapock, à ce système inférieur succèdent des gneiss amphiboliques avec cipolins serpentineux.

(1) Communication directe de M. Barrois à l'auteur.
(2) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 388; IX, p. 396.
(3) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 474.

Digitized by Google

§ 4

CONSIDÉRATIONS D'ENSEMBLE SUR LE TERRAIN PRIMITIF

Division du terrain primitif en deux étages. — Cherchons maintenant à résumer les enseignements qui découlent de cette rapide revue des formations primitives. Le fait le plus saillant est la remarquable uniformité de composition qu'elles présentent. Partout on peut distinguer deux étages, l'un constitué surtout par du gneiss, presque toujours granitoïde à la base ; l'autre, supérieur, où dominent, avec les gneiss grenus et rubanés et les micaschistes, des amphibolites, des cipolins, souvent des serpentines et des chloritoschistes. Enfin cet ensemble est partout couronné par des schistes satinés, talcites ou schistes à séricite, avec phyllades souvent mâclifères. De plus, tandis que le premier étage est remarquable par la constance et l'uniformité de ses caractères, qui fréquemment font songer à une roche éruptive, le second, par la variété de ses éléments comme par leur succession bien des fois répétée, rappelle davantage les formations sédimentaires. Nous avons vu d'ailleurs cette série se reproduire dans toutes les contrées où affleure le terrain primitif, au point de rendre presque fastidieuse l'énumération des assises dont se compose chacun des types régionaux.

Or cette succession si nettement établie (1) peut se résumer dans une formule très simple, si l'on a égard aux oxydes qui caractérisent les silicates dominants dans les deux étages superposés. L'étage inférieur est surtout riche en *alcalis*, tandis que, dans le second, la prépondérance appartient à la *chaux*, à l'*oxyde de fer* et souvent aussi à la *magnésie;* la première de ces bases est la plus caractéristique; elle se manifeste dans l'amphibole, dans le pyroxène, dans le feldspath plagioclase, et parvient enfin à s'isoler sous la forme de carbonate dans les cipolins. Cela posé, si l'on ajoute que le couronnement du terrain primitif est généralement constitué par des formations où n'apparaissent plus guère que des silicates d'alumine, il paraîtra évident que la série primitive se distingue par la diminution progressive survenue, à mesure de son développement, dans la *richesse chimique* de ses matériaux constituants. Les alcalis se sont épuisés les premiers; ensuite est venu le tour des autres oxydes, et enfin quand tous ces éléments, d'origine vraisemblablement interne, ont été fixés dans la croûte primitive, les couches externes, formées surtout par la dégradation des précédentes et ne pouvant guère contenir que du quartz et de l'argile, ont vu se développer dans leur masse des silicates d'alumine cristallisés, dernière preuve de l'activité chimique qui a précédé et ensuite accompagné, dans ses débuts, l'activité sédimentaire.

(1) Le principe de la division du terrain de gneiss en deux étages, indiqué pour la première fois par M. Gümbel, a été depuis nettement affirmé par M. Kalkowsky (*Neues Jahrbuch*, 1880) et surtout par M. Michel-Lévy (*Compte rendu de l'excursion de la Société géologique de France dans le Morvan* en 1879).

Digitized by Google

Probabilité de la formation des roches primitives par cristallisation immédiate. — Un tel fait a une grande importance et nous semble éloigner, de prime abord, l'idée que le terrain de gneiss et de micaschistes peut résulter de sédiments originairement détritiques, que de puissantes actions métamorphiques auraient ultérieurement transformés. Non seulement on comprendrait difficilement que des actions de ce genre eussent produit partout des résultats identiques; mais on comprendrait moins encore que les alcalis se fussent concentrés à la base, tandis que les terres alcalines sé localisaient dans les parties supérieures. La présence du calcaire à l'état de liberté, en lentilles tellement bien incorporées au gneiss encaissant que le passage d'une roche à l'autre est souvent ménagé par des transitions insensibles, ne s'explique que par une cristallisation simultanée. L'existence, dans quelques gîtes de cipolins, de silicates calcaires et alumineux, comme ceux que développe habituellement le métamorphisme au contact d'un calcaire et d'une roche granitoïde, ne peut rien prouver en faveur d'une origine métamorphique, car il est difficile que la calcite ait cristallisé au milieu d'une masse silicatée sans que de tels minéraux aient pris naissance. La puissance de cristallisation qui a présidé à la formation sur place des cipolins nous semble d'ailleurs attestée par ce fait remarquable que, très souvent, dans leur voisinage, on observe des nids ou des veines de pegmatite tourmalinifère. Tel est le cas, notamment, en Bretagne et dans le Plateau central. Ajoutons que le gisement de la cryolithe du Groënland est identique avec celui des cipolins. Ce minéral, constitué par un fluorure double de sodium et d'aluminium, où il est douteux que personne songe à voir un produit métamorphique, est enclavé dans le gneiss.

Bien d'autres motifs, d'ailleurs, portent à distinguer le terrain primitif de ceux qui composent la série sédimentaire. D'abord l'examen microscopique n'y revèle jamais d'éléments *clastiques* que dans l'étage tout à fait supérieur, celui où commencent à s'intercaler les phyllades. Ensuite nous avons déjà cité (1) ce fait remarquable, constaté par MM. Zirkel et Kalkowsky, que, dans la plupart des gneiss, les files d'inclusions liquides du quartz s'arrêtent avant d'avoir atteint la périphérie des individus quartzeux, comme si chacun d'eux s'était consolidé à la place qu'il occupe; si le quartz provenait de la destruction d'une roche plus ancienne, il n'y aurait pas de motifs pour que les files d'inclusions ne fussent pas brusquement tranchées par la surface des grains. M. Kalkowsky a même constaté, sur les gneiss de l'Eulengebirge, que les inclusions liquides du quartz se rassemblent souvent suivant des surfaces planes, qu'on voit se prolonger sans altération *à travers plusieurs grains de quartz juxtaposés;* ainsi la cause qui a produit le groupement de ces inclusions semble avoir agi quand tout le quartz de la masse était encore à l'état pâteux.

Enfin MM. Benecke et Cohen (2) se sont assurés que, dans le gneiss de l'Oden-

(1) Voy. *ante*, p. 616.
(2) *Neues Jahrbuch*, 1880, I, p. 58.

Digitized by Google

wald, le quartz contient, à l'état d'inclusions microscopiques, *tous les éléments constituants de la masse de la roche*, ce qui semble bien prouver qu'il a dû se former en place, tel qu'on l'observe aujourd'hui.

Actions ultérieures, phénomènes de concrétion, division en bancs. — Ce n'est pas à dire que le terrain primitif n'ait pas dû subir dans une large mesure l'action des roches éruptives qui tant de fois l'ont traversé en tous sens. C'est à cela, peut-être, qu'il convient d'attribuer le développement, dans beaucoup de gneiss, des aiguilles de sillimanite et de fibrolithe, ainsi que l'excès de silice dont plusieurs gneiss rouges sont pénétrés. Mais, quelle que soit la part faite à ces actions secondaires, il n'en reste pas moins acquis, à nos yeux, que la grande masse du terrain primitif a dû se former à peu près telle que nous la voyons aujourd'hui. Non seulement, ainsi que nous l'avons déjà fait remarquer, ce terrain contient tous les équivalents rubanés et stratiformes des roches éruptives granitoïdes, mais la composition minéralogique y est liée à la composition chimique exactement dans la même mesure que pour les roches d'origine interne. De plus, les phénomènes de concentration moléculaire y sont fréquents et déterminent l'isolement, en certains points, de parties tranchant nettement sur la roche encaissante, au point d'avoir souvent fait croire à des intercalations de fragments anguleux. Le feldspath, mais surtout le quartz, s'y montrent isolés en lentilles, qui parfois s'allongent dans le sens de la stratification et d'autres fois la traversent à angle droit, en dessinant ce qu'on a nommé des *veines primaires*, et souvent des minéraux particuliers viennent former dans la masse de véritables *nids*.

Il reste la question des conglomérats qu'on a quelquefois signalés dans le terrain primitif et qui se composeraient de fragments roulés de gneiss ou de micaschiste dans une pâte gneissique. M. Munier-Chalmas (1) a indiqué un fait de ce genre dans le terrain primitif du Midi et M. Sauer (2) a fait la même observation en Saxe. Il est à remarquer que ces conglomérats se rencontrent, au moins en Suède et dans l'Erzgebirge, *à la partie supérieure des chloritoschistes* et en compagnie de phyllades très probablement sédimentaires. Du reste, si l'on admet, comme nous le faisons, que les influences externes aient dû tendre à prévaloir de plus en plus à mesure que la série primitive se constituait, il ne semblera pas surprenant que les derniers membres de cette série, tout en conservant une pâte qui les rapproche des roches gneissiques, contiennent déjà des cailloux roulés de roches anciennes. Le mode de formation de ces strates a été probablement peu différent de celui qui prévaut aujourd'hui pour les terrains sédimentaires; mais il n'y a pas de motifs suffisants pour appliquer la même conclusion aux assises plus profondes, c'est-à-dire à celles qui se rapprochent du gneiss granitoïde fondamental.

En tout cas, le fait qu'une roche occupant le sommet de la série primitive

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, I, p. 195.
(2) *Zeitschrift f. d. ges. Naturwiss.*, Halle, 1879.

Digitized by Google

peut contenir des galets du gneiss le plus franc prouve incontestablement que ce dernier avait acquis tous ses caractères avant le dépôt des premiers terrains de sédiment authentiques et que, par suite, sa texture et sa composition ne sauraient, à aucun degré, être attribuées à un métamorphisme général sous l'influence d'actions calorifiques internes, continuées à travers toute la série des âges.

Quant à la division en *bancs*, assez fréquente dans le terrain primitif, elle n'a rien de commun avec celle qui caractérise les étages sédimentaires. Si régulière qu'elle paraisse, elle est simplement le résultat des efforts mécaniques de compression et de *laminage* auxquels les roches ont été soumises, et souvent on voit ces prétendus bancs couper obliquement la véritable stratification, indiquée dans le gneiss par l'alignement des éléments minéraux.

Restes organiques présumés. — Pour attribuer au terrain de gneiss et de micaschistes une origine métamorphique, on s'est parfois appuyé sur la présence fréquente du graphite parmi ses éléments constituants, admettant en principe que le carbone est nécessairement un produit d'origine organique. Mais cette assertion est pour le moins hasardée et il suffira de rappeler qu'on en disait autant du phosphate de chaux, jusqu'au jour où l'analyse microscopique est venue révéler que l'apatite abondait, non seulement dans toutes les roches éruptives, mais particulièrement dans celles qui sont le plus franchement ignées, telles que les laves basaltiques; de la sorte, sa présence, en gisements étendus, parmi les roches laurentiennes du Canada, n'est pas plus surprenante que celle des cipolins ou des gîtes de magnétite et d'oligiste.

Cependant des débris organiques auraient été, au dire de quelques auteurs, rencontrés dans le terrain primitif. En fait de végétaux, on a cité une empreinte recueillie par M. de Sismonda dans un caillou de gneiss de la Valteline. Sans nous demander si cette empreinte ne serait pas de la même nature que certaines cristallisations dendritiques de pyrite où, récemment encore, d'habiles botanistes croyaient reconnaître des folioles de fougères, il suffira de faire observer que le gneiss en question est un bloc erratique, dont il est impossible d'indiquer la provenance et qui peut très bien avoir appartenu à l'un de ces terrains d'*aspect gneissique*, comme il s'en rencontre plus d'un parmi les sédiments métamorphiques des Alpes.

Eozoon. — Ce n'est pas, il est vrai, par une fin de non-recevoir du même genre qu'on peut écarter l'argument tiré de la présence supposée, dans les cipolins du Canada, d'un organisme animal, devenu rapidement célèbre sous le nom d'*Eozoon*.

En 1863, M. Mac Mullen avait trouvé, dans la plus élevée des trois bandes calcaires du laurentien, un calcaire serpentineux, cloisonné, formé de couches alternatives de serpentine ou de pyroxène et de carbonate de chaux. En étudiant ces systèmes de cloisons, MM. Dawson, Carpenter et Rupert Jones crurent y reconnaître une structure organique, due à un foraminifère qui reçut le nom d'*Eozoon canadense*. Bientôt M. Gümbel annonçait la découverte de l'*Eozoon ba-*

Digitized by Google

varicum dans les calcaires primitifs de la Bavière et retrouvait le même fossile dans les marbres serpentineux de la Finlande, de la Saxe, de la Silésie et de la Hongrie. De son côté, M. de Hochstetter signalait en Bohême un *Eozoon bohemicum* et M. Garrigou interprétait dans le même sens les apparences offertes par un calcaire serpentineux des Pyrénées. Vivement combattue par MM. King et Rowney (1), qui retrouvaient exactement la même structure dans une ophicalcite moderne de l'île de Skye, et par MM. Perry et Burbank, qui affirmaient que l'*Eozoon* du Massachusetts était contenu dans un véritable filon calcaire, la nature organique de ce fossile continuait à être énergiquement soutenue par ceux qui l'avaient les premiers découvert. Mais, de l'aveu des paléontologistes les plus compétents (2), l'étude minutieuse à laquelle s'est livré M. Möbius (3) a fait descendre définitivement l'*Eozoon* au rang d'un simple accident minéralogique, susceptible de se produire dans tous les mélanges intimes de la calcite avec la serpentine ou le pyroxène.

Nous nous croyons donc fondé à admettre, jusqu'à nouvel ordre, que le terrain primitif est dépourvu de restes organiques et mérite encore le nom d'*azoïque* qui lui a souvent été donné, avant que l'apparition de l'*Eozoon* lui eût fait attribuer, par quelques auteurs, l'épithète d'*éozoïque*.

Conclusions. — Le caractère particulier des formations de la première écorce justifierait assez bien le nom de terrains *dissous* ou *agalysiens* sous lequel les avait décrits Brongniart. En considérant que les roches en sont à la fois *cristallisées* et *feuilletées*, d'Omalius d'Halloy leur avait appliqué la désignation de terrains *cristallophylliens*. Nous nous en tiendrons, pour notre compte, au mot de *terrain primitif*, entendu dans le sens que nous avons défini, c'est-à-dire en regardant les roches qui le composent comme le produit d'une solidification par refroidissement, produit immédiatement remanié, d'ailleurs, tant par une mer à haute température et chargée de substances chimiquement actives que par l'intervention fréquente du magma liquide sous-jacent.

Souvent, il est vrai, on entend désigner le granite comme la roche fondamentale et primitive par excellence. Mais il n'existe pas un seul affleurement granitique qui se présente autrement qu'en filons ou en massifs puissants, notoirement injectés à travers les gneiss ou même les premiers étages sédimentaires. Aussi regardons-nous le granite comme un produit essentiellement *interne* et qui, tout en possédant une composition identique avec celle des assises fondamentales de la véritable écorce, doit sa texture particulière à ce qu'il a été soustrait, par la protection même de cette écorce, aux actions externes sous l'empire desquelles celle-ci a dû se constituer définitivement.

En résumé, le terrain primitif est, à nos yeux, une sorte de produit mixte, résultat d'une lutte entre l'élément interne et la sédimentation proprement dite,

(1) *Proceedings of the Irish Academy.* — *Annals and Magazine of natural History*, 1874.
(2) Zittel, *Handbuch der Palæontologie*, I, p. 732.
(3) *Palæontographica*, XXV, 1878.

Digitized by Google

celle-ci, d'abord incertaine et autant chimique que mécanique, étant destinée à triompher, sous sa forme à peu près normale, avec les dernières assises de ce système si complexe et en même temps si régulier dans sa succession. On ne doit donc pas s'étonner de la difficulté qu'on éprouve, en présence de telle ou telle nature de roches, à fixer la part qui revient en propre à chacun des deux principes antagonistes. Lorsqu'on voit la ressemblance de certains gneiss ou micaschistes avec des roches qui sont indubitablement le produit d'une action secondaire, en relation visible avec le voisinage immédiat d'un massif granitique, qui les a imprégnées d'une partie de sa substance, on comprend que plus d'un auteur ait été séduit par l'idée de demander à un métamorphisme général le secret de la formation de toutes les roches primitives. Mais nous croyons qu'il convient de se tenir en garde contre ces analogies ; ainsi que le rappelait fort à propos M. Kalkowsky (1), c'est bien en pareille matière qu'il importe de méditer le vieil adage « *Multa fiunt eadem, sed aliter* ».

La vérité est que, comme l'a dit M. Inostranzeff (2), les gneiss et les micaschistes sont encore, dans l'état actuel de la science, des *hiéroglyphes pétrographiques*. Mais quelque origine qu'on leur attribue, un fait n'en reste pas moins acquis et c'est celui qui à nos yeux offre le plus d'importance ; nous voulons parler de l'unité si remarquable du terrain primitif et de la constance absolue que présente l'ensemble de sa composition en tous les points du globe où il a pu être observé. Un tel caractère, si complètement opposé à la manière d'être habituelle des formations détritiques, assigne à ce terrain une place à part. C'est bien là, quoi qu'on ait pu dire, le soubassement uniforme qui supporte l'édifice variable des terrains stratifiés. Voilà pourquoi, à l'exemple des anciens auteurs, nous conservons la qualification de *primitif* à ce système, dont la naissance, si mystérieuse qu'elle puisse paraître, n'a pu manquer du moins d'être entourée de circonstances à la fois très spéciales et très universellement répandues.

(1) *Neues Jahrbuch*, 1880, I, p. 13.
(2) in Kalkowsky, *loc. cit.*, p. 28.

Digitized by Google

LIVRE DEUXIÈME

DESCRIPTION DES FORMATIONS D'ORIGINE EXTERNE OU SÉDIMENTAIRE

PREMIÈRE SECTION

GÉNÉRALITÉS SUR LES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

CHAPITRE I

MATÉRIAUX DES FORMATIONS D'ORIGINE EXTERNE

Bien que les roches dont se composent les formations d'origine externe ne contiennent pas d'autres substances minérales que celles dont il a été question dans la première section du livre précédent et que la description de leurs très nombreuses variétés puisse naturellement trouver sa place avec celle de chaque terrain sédimentaire, il convient cependant d'indiquer la signification de certains termes destinés dans la suite à un fréquent usage. C'est ce que nous allons faire, en nous bornant aux types génériques.

Rappelons tout d'abord que dans les formations d'origine externe on peut rencontrer trois sortes de dépôts : les dépôts *détritiques* ou fragmentaires, les dépôts *chimiques* et les dépôts *organiques*.

§ 1

DÉPÔTS DÉTRITIQUES

Caractère des dépôts détritiques. — Les dépôts *détritiques*, qu'on appelle aussi *clastiques*, résultent de la destruction par les vagues de la mer, l'eau des rivières ou les agents atmosphériques, de roches préexistantes, dont les éléments, réduits en fragments plus ou moins fins, sont allés se stratifier, sous l'action de la pesanteur, au fond de l'océan, des lacs ou des estuaires. A l'exception de quelques dépôts qui s'opèrent, comme les deltas torrentiels, au milieu d'une eau animée d'une assez grande vitesse et qui, par suite, peuvent

Digitized by Google

donner naissance à des couches sensiblement inclinées, la plupart des formations détritiques, se faisant, sous l'influence de la gravité, dans une eau tranquille, se disposent en couches horizontales.

Ces dépôts peuvent se partager en deux grandes classes, suivant que les matériaux qui les constituent sont *arénacés* ou *argileux*. Les dépôts arénacés ont toujours un grain discernable, tandis que les dépôts argileux résultent de l'agglutination d'éléments qui ont été longtemps en suspension à l'état de vase plus ou moins impalpable. Cette dernière condition étant facilement réalisée par les silicates alumineux et les calcaires, tandis qu'il y a généralement une limite à la division en fragments du quartz ou du silex, les roches arénacées sont le plus souvent *siliceuses*. Elles correspondent, dans les formations marines, à des dépôts opérés près d'un rivage, au lieu que les roches argileuses ou vaseuses ont dû se former à une distance de la côte telle que l'agitation des vagues ne s'y faisait plus sentir.

Bien entendu il n'y a pas, entre ces deux catégories, de limites tranchées et beaucoup de dépôts ont un caractère mixte, étant constitués par des éléments arénacés que réunit un ciment argileux.

Dépôts arénacés : 1° Dépôts meubles. — Parmi les dépôts arénacés, il y a lieu de distinguer les formations *meubles* et celles qui ont été ultérieurement agglutinées par un ciment.

Les dépôts meubles se composent de *sables*, de *graviers*, de *galets*, de *blocs erratiques*. L'élément dominant des sables et graviers est le quartz ; mais souvent il s'y trouve aussi des fragments calcaires, ainsi que des grains de minerais, surtout de magnétite, du mica et des minéraux durs tels que le feldspath, le corindon, le grenat, etc.

Tandis que dans les graviers, les galets et les sables grossiers, les éléments sont roulés, dans les sables fins les particules peuvent être anguleuses, leur dimension étant assez petite pour qu'elles aient pu demeurer constamment en suspension dans les vagues de rivage (1), sans être frottées les unes contre les autres. Dans ce cas, l'uniformité du grain, résultat d'une véritable préparation mécanique, est remarquable.

Il y a cependant des formations meubles à grain grossier où les cailloux sont anguleux : ce sont les anciennes *moraines glaciaires*, dont le caractère se révèle, en général, à l'extrême irrégularité de la grosseur des fragments ainsi qu'à la boue fine, d'un gris d'ardoise, qui en remplit les vides.

2° **Conglomérats.** — Les dépôts agglomérés sont de beaucoup les plus abondants, parce que, dans le cours des âges, presque toutes les formations meubles ont été parcourues par des eaux d'infiltration, dont le lent travail a déposé dans leurs interstices des substances agglutinantes, calcaire, silice, oxyde de fer, etc. De cette manière, l'élément chimique intervient avec efficacité pour consolider un dépôt dont l'origine première était purement détritique. Suivant la grosseur

(1) Voy. *ante*, p. 166.

Digitized by Google

du grain, on peut distinguer les dépôts *grossiers*, c'est-à-dire les conglomérats et les dépôts à grain fin ou les *grès*.

Le nom de *conglomérat* convient, d'une manière générale, à toute roche formée de fragments réunis par un ciment quelconque; mais les conglomérats se divisent en deux classes, les *brèches*, où les fragments sont anguleux, et les *poudingues*, où ils sont roulés; certains poudingues à grain moyen, bien cimentés, ont été désignés par Haüy sous le nom d'*anagénites*, c'est-à-dire *régénérés*. On accole quelquefois au nom de poudingue certaines épithètes, comme celles de *pisaire*, quand les éléments roulés sont de la grosseur d'un pois, et *pugilaire*, quand ils atteignent la dimension du poing. Rien n'est du reste plus variable que la composition et le grain des conglomérats, dont les principaux types seront décrits en leur place avec les terrains dont ils font partie. Rappelons seulement que les géologues suédois ont donné le nom de *sparagmite* (1) à un ensemble varié de roches conglomérées qui, en Scandinavie, marque la base des terrains stratifiés.

Les poudingues ne sont pas nécessairement siliceux. Il y en a un grand nombre dont les galets sont calcaires. En pareil cas, on y observe très souvent le curieux phénomène des cailloux *impressionnés*. De deux galets en contact immédiat, l'un a pénétré dans l'autre en y faisant une impression parfois très profonde. On a expliqué ce phénomène par une dissolution lente de l'un des cailloux sous l'action des eaux, chargées d'acide carbonique, qui ont longtemps circulé à travers la masse. Les cailloux impressionnés abondent dans le poudingue dit *nagelfluh* du terrain tertiaire de la Suisse.

3° **Grès.** — Le *grès* ou pierre de sable (*sandstein* des Allemands, *sandstone* des Anglais) résulte de l'agglutination d'un sable par un ciment quelconque. Il convient de distinguer les *grès quartzeux*, dont les éléments sont des grains de quartz, toujours de faible dimension, reliés par un ciment siliceux et pouvant être cohérents, friables, fins ou grossiers; les *grès psammites* (2), où les grains de quartz sont réunis par un ciment argileux le plus souvent micacé, le mica étant concentré sur des surfaces planes, ce qui donne à la roche une fissilité prononcée; les grès argileux ou *grauwackes*, à fragments de quartz et de schistes solidement reliés par une gangue argileuse ou argilo-siliceuse; les *macignos*, ou grès argilo-calcarifères; les *grès ferrugineux*, dont les grains sont agglutinés par de l'oxyde de fer, généralement hydraté; les *grès verts*, à ciment calcaire, marneux ou argileux, et dont la couleur provient des grains de *glauconie* (hydrosilicate de fer et de potasse) mélangés au quartz, enfin les *grès calcarifères*, sables quartzeux cimentés par du carbonate de chaux.

Certains grès quartzeux à grain fin sont assez fortement agglomérés pour que leur cassure paraisse homogène et luisante; on leur donne le nom de *grès lustrés*. A cet état, ils peuvent passer au *quartzite*, véritable roche de quartz, où les grains

(1) Du grec *sparagma*, fragment.
(2) De *psammos*, sable.

Digitized by Google

individuels ont cessé d'être discernables, ou encore à la *lydite* ou *phthanite*, schiste siliceux noir, se débitant ordinairement en plaquettes.

Le passage des grès aux conglomérats se fait par les *arkoses*, roches formées surtout de grains de quartz et de feldspath, parfois avec mica, de manière à simuler un véritable granite, d'où le nom de *granite recomposé* ou *régénéré* qu'on donne à quelques-unes d'entre elles, produites par l'agglutination sur place d'une arène granitique.

Dépôts argileux. Schistes. — Les *dépôts argileux* sont constitués par des silicates d'alumine hydratés, souvent mélangés de quartz et de mica en fragments impalpables et associés à de l'oxyde de fer et à des matières charbonneuses; quelques-uns sont calcarifères et prennent le nom de *marnes*.

On distingue les argiles *réfractaires* ou terres de pipe, dont le *kaolin* est la variété la plus pure, les argiles *smectiques* (terres à foulon), les argiles *ferrugineuses* (ocres jaunes et rouges), etc.

Certaines argiles sont agglomérées en une roche dure par un ciment siliceux; si la silice est à l'état gélatineux, c'est-à-dire soluble dans les alcalis, il en résulte une roche connue sous le nom de *gaize*. Les argiles devenues très dures et compactes par l'addition d'une forte quantité de silice avec des colorations diverses donnent les *jaspes*, roches comparables au silex.

Au contraire, du mélange de l'argile avec des particules quartzeuses extrêmement fines et un peu d'hydroxyde de fer, résulte un produit sans consistance est le *limon* ou *lehm*. Ce dernier devient du *loess* quand il est calcarifère.

Tantôt les argiles sont compactes et sans stratification, à la manière d'un précipité chimique; tantôt leurs éléments sont alignés et les argiles deviennent *schisteuses*. On remarque, en pareil cas, que de petits éléments cristallins, formés en place, viennent souvent s'adjoindre aux éléments détritiques. Ainsi se forment des roches dures et fissiles, dites *schistes*, dont il existe dans les terrains anciens de nombreuses variétés. Celles qui se débitent en minces plaquettes prennent le nom de *phyllades*; à cette catégorie appartiennent les *ardoises*.

Toutefois, à l'égard de la schistosité, il y a lieu de faire une remarque importante. Cette propriété, par suite de laquelle certaines roches se divisent en feuillets suivant une direction déterminée, n'est pas toujours la conséquence du mode de stratification. Sans doute la plupart des *schistes bitumineux* du terrain houiller et du terrain jurassique doivent bien leur fissilité aux circonstances mêmes du dépôt; mais, dans les phyllades et les ardoises des terrains anciens, il arrive souvent que la schistosité, résultat d'efforts mécaniques ultérieurs, se manifeste suivant des directions très différentes de la stratification. Cette dernière doit donc être appréciée, non à l'aide de la division en feuillets, mais à l'aide de la succession, telle qu'elle peut se révéler sur les cassures, des zones suivant lesquelles le grain et la coloration se montrent constants. Ainsi beaucoup de schistes anciens sont formés de bandes très fines, exactement parallèles entre elles et alternativement rouges et vertes. C'est la direction de ces bandes qui définit le sens

Digitized by Google

de la stratification, quelle que soit d'ailleurs l'orientation des surfaces de schistosité ou de *clivage*.

§ 2

DÉPÔTS CHIMIQUES ET ORGANIQUES

Dépôts chimiques. Concrétions. — Les roches externes d'origine purement chimique n'occupent, à la surface du globe, qu'une étendue très limitée ; on ne peut guère citer à cet égard que les *meulières* ou pierres de silex, tantôt compactes, tantôt caverneuses et cariées, les dépôts de *geysérite* ou silice hydratée, les *travertins calcaires*, roches souvent caverneuses et les *tufs* plus ou moins terreux, produits par la précipitation du carbonate de chaux contenu dans certaines eaux, divers dépôts de fer hydroxydé ou *limonite*, parfois aggloméré en grains pisiformes à couches concentriques, dits *pisolithes*, les amas de sel *gemme*, enfin ceux d'*anhydrite* et de *gypse*, qu'on peut attribuer dans la plupart des cas à la transformation de calcaires sous l'influence d'émanations sulfureuses.

Bien que ces dépôts se soient effectués dans l'eau, le caractère *concrétionné* l'emporte en général sur le caractère *sédimentaire* et beaucoup d'entre eux, au lieu de constituer des couches largement étalées, forment plutôt des amas lenticulaires.

C'est aussi aux formations d'origine chimique qu'il convient de rapporter les *concrétions* calcaires ou siliceuses dont certaines roches sédimentaires sont abondamment pourvues. Ces concrétions résultent de séparations moléculaires qui s'opèrent avec le temps dans les pâtes hétérogènes encore molles et par suite desquelles les éléments de même nature se concentrent en certains points déterminés. La présence de corps organiques en décomposition est, en général, favorable à ces sortes de concentrations, qui tendent aussi le plus souvent à se multiplier suivant les surfaces horizontales de dépôt. On peut citer comme exemples les *silex* de la craie (*chert* ou *flint*), les *phthanites* ou silex noirs du calcaire carbonifère, les nodules calcaires fossilifères de beaucoup de schistes calcarifères, les nodules de fer carbonaté (*sphérosidérite*) qui, dans le terrain houiller, se sont fréquemment concentrés autour d'une feuille de fougère, les *ménilites* ou rognons de silice hydratée de certaines marnes (fig. 154), et les *septaria* ou concrétions calcaires des argiles, dans lesquelles le retrait a fait naître, postérieurement à la consolidation, des fentes rayonnantes ou concentriques, tapissées de matières cristallines.

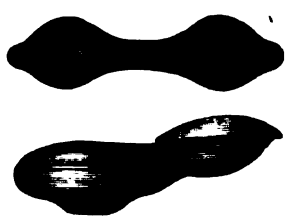

Fig. 154. — Rognons de ménilite.

Enfin c'est encore par suite de phénomènes chimiques qu'a eu lieu la *fossilisation* des restes organiques, c'est-à-dire le remplacement, total ou partiel, de la substance des coquilles par celle de la roche encaissante ou par les matières venues avec les eaux d'infiltration.

Digitized by Google

Dépôts organiques. Calcaires et tripolis. — Les formations organiques donnent surtout naissance à deux grandes catégories de roches : les *calcaires* et les *combustibles minéraux*.

Nous ne nous étendrons pas longuement ici sur les calcaires, dont il a déjà été question à propos des formations coralliennes et sur lesquels il conviendra fréquemment de revenir. Formés essentiellement de carbonate de chaux, tantôt pur, tantôt mélangé à des matières argileuses ou arénacées, les calcaires peuvent être plus ou moins agglomérés; il y a des calcaires *terreux*, des calcaires *grossiers*, des calcaires *oolithiques* ou *pisolithiques;* d'autres fois le mélange intime du carbonate de chaux avec l'argile donne des calcaires *marneux*, fournissant de la chaux hydraulique et même du ciment. Quand le grain est particulièrement fin et homogène, la cassure devient conchoïdale ou plane et l'on obtient des pierres *lithographiques*. Quelques variétés, dites *lumachelles*, sont formées uniquement par une agglomération de petites coquilles d'ostracés. D'autres, comme le *calcaire à entroques*, sont constituées par des fragments, à cassure spathique, d'articulations de crinoïdes ou de radioles d'oursins. La magnésie peut s'associer au carbonate de chaux en proportion notable et engendrer ainsi des calcaires *magnésiens* ou *dolomies*. Il y a des dolomies compactes; mais la plupart sont caverneuses et il en est, comme la variété connue en Allemagne sous le nom de *Rauchwacke*, dont la masse, à grain fin, est criblée de cavités irrégulières. Dans la région des Alpes, les dolomies caverneuses et cloisonnées portent le nom de *cargneules*. Beaucoup des dolomies grenues se réduisent à l'air en arènes cendreuses. La cristallisation des calcaires produit les *marbres*, dont les uns sont *saccharoïdes*, tandis que d'autres sont *lamellaires*. Il y a aussi des dolomies saccharoïdes. Une intéressante variété de calcaire est la *craie*, roche friable, et traçante, que le microscope résout en un agrégat d'une infinité de particules de protozoaires et de microphytes.

Rappelons à ce sujet que des *diatomées*, c'est-à-dire des algues siliceuses microscopiques, peuvent aussi se réunir en grand nombre de manière à constituer des roches purement siliceuses, à grain très fin, telles que le *tripoli* ou *farine fossile*. Cette roche, rencontrée à Eger et à Franzensbad, en Bohême, ainsi qu'à Ceyssat et à Menat en Auvergne et dans bien d'autres contrées, est formée par une accumulation d'algues de la famille des *Bacillaria*, appartenant surtout aux genres *Gallionella*, *Surirella*, *Gomphonema*, *Synedra*, *Coscinodiscus*, etc.

Combustibles minéraux. — Les combustibles minéraux comprennent : la *tourbe*, dont il a été question plus haut; le *lignite*, charbon compact, terreux, ligneux ou fibreux, contenant de 55 à 75% de carbone et beaucoup de bitume et dont une variété donne le *jais* ou *jayet;* la *houille*, à cassure brillante, renfermant de 75 à 90% de carbone et se divisant en de nombreuses variétés, suivant la nature et la proportion des hydrocarbures qu'elle contient; enfin l'*anthracite*, charbon sec, à éclat vitreux, à demi métallique, avec une proportion de carbone qui dépasse 90%.

Digitized by Google

On peut encore citer, au moins pour mémoire, les *huiles minérales* et l'*asphalte*, qui représente un produit d'oxydation du pétrole. Mais ces corps, formés par distillation ou amenés au jour avec les émanations volcaniques, ne font pas réellement partie des formations dues à l'activité directe des organismes.

CHAPITRE II

PRINCIPES DE LA CLASSIFICATION DES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

§ 1

DÉTERMINATION DE LA SUCCESSION DES ASSISES

Principe de superposition. — La classification des formations sédimentaires a pour principe fondamental l'observation de leur ordre de superposition. A moins d'un renversement ultérieur, toute couche stratifiée qui en recouvre une autre est plus récente que cette dernière. Si donc il y avait, sur le globe, des points où la série entière des couches se fût déposée, un simple puits vertical suffirait pour en faire connaître la succession.

Cette succession devrait d'ailleurs renfermer en elle-même la clef des événements qui se sont déroulés sur la surface terrestre. Pour qu'un dépôt d'eau douce succède à un dépôt marin, il faut que le fond primitivement immergé ait été amené au-dessus de la surface de l'océan. De même, pour qu'une assise d'argile vienne recouvrir un sédiment arénacé, il est nécessaire qu'un changement se soit produit, soit dans le régime des courants, soit dans la puissance des vagues. Or un tel changement implique, en général, une modification dans les rivages maritimes par suite d'un mouvement du sol. Enfin la substitution, parmi les fossiles, d'espèces d'eau profonde à des organismes littoraux, témoigne d'un affaissement du fond correspondant. Chaque assise est donc une sorte de monument historique, un *hiéroglyphe* plus ou moins difficile à déchiffrer, mais qui peint avec exactitude quelques-unes des circonstances caractéristiques de l'époque où sa formation a eu lieu.

Toutefois ce n'est pas à l'aide d'observations exécutées le long d'une seule verticale que l'histoire des formations sédimentaires peut être reconstituée. D'une part, un dépôt stratifié, de nature déterminée, est toujours plus ou moins étroitement localisé. Une côte de quelque étendue ne saurait avoir partout la même

Digitized by Google

composition et les sédiments, arénacés ou argileux, qui proviennent de sa destruction, ne peuvent occuper qu'un espace limité. A une époque donnée, il se dépose ici des conglomérats, là des grès, ailleurs des argiles ou des calcaires et, dans un autre endroit, il ne se fait pas de dépôts, soit parce que le sol est émergé, soit parce que le point en question se trouve en pleine mer, à une distance trop grande pour qu'aucun élément détritique y puisse parvenir. Il ne saurait donc y avoir de *série générale* des couches sédimentaires; mais il y a un grand nombre de types locaux de succession et la tâche du géologue consiste précisément à établir le synchronisme des assises qui composent chacun de ces types.

Lacunes. Discordances de stratification. — D'autre part, dans tous les points accessibles à l'observation, l'expérience prouve que jamais la série des couches n'est complète. Tantôt le sol a subi des dérangements ou des émersions qui ont interrompu le travail de la sédimentation; tantôt une assise, encore meuble ou déjà consolidée, a été complètement enlevée par *dénudation* d'une partie du terrain. Chaque série locale présente donc des *lacunes*, dont il importe de préciser l'importance avant de procéder à des essais de synchronisme.

La valeur des lacunes peut être appréciée de deux manières : d'abord par des observations stratigraphiques, ensuite par des raisons paléontologiques.

Les causes qui interrompent la sédimentation sont le plus souvent des mouvements du sol et il est peu probable que ces mouvements se soient bornés à de simples oscillations verticales, sans avoir occasionné de dérangements dans l'horizontalité primitive des dépôts. Par suite, il s'introduit, entre la base de la série et les nouveaux dépôts qui succèdent à la période de trouble, une *discordance de stratification*, les assises *horizontales* ou peu inclinées des dépôts récents venant s'appuyer sur les formations inférieures en couches *redressées* (fig. 155). Plus cette discordance est marquée, plus il y a de chances qu'un long intervalle se soit écoulé entre les époques de dépôt des couches en contact. Bien entendu il importe, en pareil cas, de ne pas confondre le redressement des strates, soit avec certaines *stratifications inclinées* de nature torrentielle, soit avec les *fausses stratifications* que les mouvements mécaniques peuvent faire naître dans beaucoup de roches.

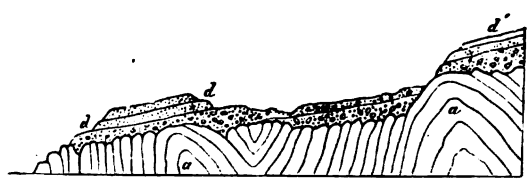

Fig. 155. — Grès dévonien *dd'*, reposant en discordance sur des schistes siluriens *a*, dans le comté de Berwick (d'après Lyell).

Quand l'émersion des assises n'a pas dérangé leur horizontalité, on est souvent averti de l'interruption survenue dans la formation des dépôts par l'*état des surfaces*. Une roche qui n'est pas arénacée durcit par exposition à l'air et en même temps elle s'use et se corrode d'une manière caractéristique. Si l'émersion a eu pour conséquence d'amener une assise dure au niveau de la surface libre de l'océan, les mollusques perforants s'y installent et la couche se montre criblée de

Digitized by Google

trous de pholades et autres organismes *lithophages*. Lorsqu'il s'agit d'une assise argileuse, son émersion peut être attestée par les impressions que laissent à sa surface, soit la marche des reptiles, soit même la chute de la pluie, pourvu que, postérieurement, un sédiment sableux, plus tard aggloméré en grès, soit venu recouvrir et conserver ces empreintes.

Enfin il y a des cas où la preuve d'une lacune est fournie par l'existence, au milieu d'une suite de sédiments marins, d'une couche renfermant des débris incontestables d'organismes terrestres, en particulier des souches d'arbres encore en place. Quand cette circonstance se rencontre, il est évident que le sol a été émergé au moins pendant tout le temps nécessaire à l'établissement d'une végétation puissante.

Discordances paléontologiques. — Les discordances de stratification et les signes chimiques ou organiques d'émersion font souvent défaut et, d'ailleurs, ils n'offrent qu'un moyen de détermination fort incomplet. Heureusement, quand les assises sont fossilifères, la comparaison des faunes ou des flores fournit des éléments beaucoup plus précis. A de très rares exceptions près, une couche stratifiée ne contient, en fait de restes fossiles, que ceux des animaux qui vivaient dans l'océan où cette couche se déposait, si c'est un sédiment marin, ceux des animaux ou des plantes de la rive voisine, s'il s'agit d'un dépôt lacustre. Les fossiles empruntés à des formations antérieures et incorporés dans un dépôt plus récent sont chose assez rare et, quand le fait se produit, on en est averti d'ordinaire par l'état de conservation des individus.

Cela posé, les espèces des êtres vivants n'ont cessé de se renouveler à la surface du globe et, en raison de l'harmonie qui a toujours uni le monde organique aux circonstances du milieu ambiant, chaque ensemble animal ou végétal, au moins pour une région déterminée, peut être considéré comme caractéristique de la période correspondante. Dès lors, si deux dépôts consécutifs, même concordants en apparence, contiennent des faunes ou des flores très dissemblables ; si, d'autre part, on peut établir que cette dissemblance ne tient pas aux conditions propres des dépôts, par exemple à la substitution d'une eau profonde à une plage superficielle, la différence des organismes *comparables* donnera la mesure de l'importance de la lacune.

Caractère local des discordances de stratification. — Cette induction est fondée sur la *continuité présumée* dans la variation de l'ensemble des circonstances extérieures, quel que soit d'ailleurs le mode suivant lequel s'est effectué le renouvellement correspondant des organismes. Une telle continuité, qui n'exclut pas des ruptures d'équilibre locales et, par suite, des changements brusques en certains points déterminés, est la conséquence naturelle de l'idée que nous nous faisons de la succession des phénomènes sur le globe terrestre, depuis la période de la nébuleuse primitive jusqu'à celle où nous sommes. Elle s'accorde d'ailleurs trop bien avec l'ensemble des faits constatés pour que nous hésitions à l'admettre. Plus les observations géologiques se multiplient et plus on reconnaît que les

Digitized by Google

discordances ont un caractère essentiellement local. Soient (fig. 156) deux terrains affleurant suivant le profil BAC, de telle sorte que les couches horizontales de l'un, AC, viennent buter contre les couches fortement redressées de l'autre BA. Il arrivera généralement que, dans la profondeur, l'inclinaison des assises de BA ira constamment en diminuant, de telle sorte qu'un puits creusé en C, suffisamment loin de la région disloquée dont le centre est en A, rencontrerait, entre les deux formations, toute une série de couches concordantes, comblant à la fois la lacune stratigraphique et la lacune paléontologique qu'on remarquait en A. Et loin que les régions de concordance soient l'exception relativement à celles de discordance, on peut dire que les dernières n'occupent, sur le globe, qu'une fraction de l'étendue embrassée par les premières.

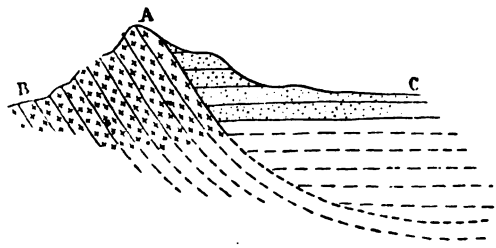

Fig. 156. — Caractère local des discordances de stratification.

§ 2

ÉTABLISSEMENT DU SYNCHRONISME ET DE L'ÉQUIVALENCE DES COUCHES

Recherche de la continuité des assises. Variations minéralogiques. — A supposer qu'on ait ainsi reconnu, dans tous les points accessibles à l'observation directe, la succession verticale des couches et la valeur probable des lacunes, un autre travail commence, celui de la comparaison des séries locales. Ce travail a un double but ; d'un côté, il conduit à l'*identification* des assises synchroniques ; de l'autre il fournit des données nécessaires pour l'établissement rationnel de *groupes systématiques* par la réunion des assises qui possèdent un nombre suffisant de caractères communs.

Pour atteindre ce résultat, il convient d'aller de proche en proche et de poursuivre, aussi loin que cela est possible, l'application du caractère de *continuité*. Lorsqu'une couche se prolonge sur de grandes étendues, sans changer de composition minéralogique, il est évident qu'elle marque, dans la contrée qu'elle embrasse, une époque importante et si, dans son parcours, la faune ne subit pas de variations notables, on sera fondé à l'élever à l'état de division de premier ordre. Au contraire, il ne faudrait attacher qu'une valeur tout à fait secondaire à des subdivisions étroitement localisées. Il importe donc de poursuivre une même assise partout où elle peut être reconnue, de manière à définir, si cela est possible, les limites du bassin où elle s'est déposée. En effet, les variations de la géographie terrestre ont dû correspondre, trait pour trait, aux phénomènes internes qui

Digitized by Google

ont périodiquement interrompu le jeu des puissances extérieures et les grandes époques de l'histoire terrestre doivent être précisement celles où la face du globe a subi les changements les mieux marqués. La restitution des anciens rivages et la comparaison mutuelle des lignes de côtes successives sont donc, avec l'étude de la variation des faunes et des flores, les meilleurs moyens de préciser la valeur relative des divisions géologiques.

Cette poursuite de la continuité des assises, but essentiel de la *stratigraphie*, se heurte toutefois à de grandes difficultés ; même dans les pays où les couches n'ont pas subi de bouleversements, la composition minéralogique, sur un même horizon, peut varier assez vite et tel sédiment, arénacé en un point, devient de plus en plus argileux ou calcaire, lorsqu'on le suit dans certaines directions. La faune aussi doit changer, les animaux qui vivent dans la vase n'étant pas les mêmes que ceux qui recherchent les fonds de sable. De la sorte, si une formation se présente dans les conditions marquées par la figure 157, suivant que les coupes locales seront prises aux points A, B ou C, on obtiendra des résultats assez différents.

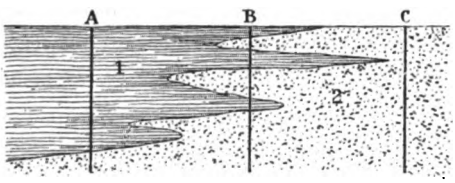

Fig. 157. — Passage d'un sédiment vaseux 1 à un sédiment arénacé 2.

Cas des bouleversements. Observations stratigraphiques.— La difficulté est bien plus grande encore lorsque, les couches étant inclinées ou ondulées, on ne peut plus songer à les suivre sur un même plan de niveau. Il convient alors, avant tout, de se rendre compte de l'*allure* des assises, en choisissant l'une d'entre elles, plus facilement reconnaissable par l'ensemble de ses caractères. On prend, comme *surface de repère*, soit la base, soit le sommet de cette assise et on cherche à la représenter, comme on représente toute surface topographique, par des *courbes de niveau* convenablement espacées, ces courbes devenant des lignes droites quand la surface de repère est plane (1). Soient (fig. 158) 11, 22, 33, 44 les courbes de niveau successives d'une telle surface ; les points où ces courbes viennent couper les lignes de niveau de même altitude, menées sur la surface libre du terrain, définissent par leur réunion ce qu'on appelle l'*affleurement* de la couche de repère. Si, par un point A de l'une des courbes, on mène la tangente BC à cette courbe, l'angle de la ligne BC avec le méridien astronomique définit la *direction* de la couche en ce point. En faisant passer, par le même point A, un plan vertical qui coupe la surface

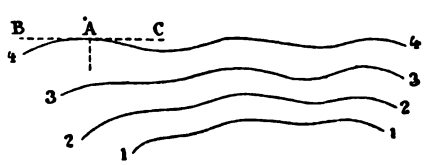

Fig. 158. — Représentation topographique d'une couche.

(1) On trouvera un exemple de ce mode de représentation dans notre mémoire sur le *Pays de Bray*, publié en 1879 par le service de la Carte géologique de France.

Digitized by Google

suivant une certaine courbe et en menant en A la tangente à cette dernière, on aurait l'*inclinaison* de la couche au point en question. Mais en général il ne sera pas nécessaire de procéder avec autant de rigueur. La plupart du temps le changement de direction des couches est assez progressif pour que, en chaque point, l'élément de surface que l'on considère diffère très peu d'un plan. Il suffit donc d'estimer à l'œil la position de l'horizontale de ce plan et d'en mesurer l'orientation à la boussole.

Il est commode, en pareil cas, de compter les angles de zéro à 360 degrés dans le sens *direct*, c'est-à-dire celui de la marche des aiguilles d'une montre, au lieu de chercher à les évaluer dans chaque quadrant, de zéro à 45 ou 90 degrés, relativement à l'un des quatre points cardinaux. De cette manière, l'indication d'un seul nombre suffit pour faire connaître, non seulement l'orientation de la couche par rapport au méridien magnétique, mais encore le *sens* dans lequel cette orientation a été mesurée sur le terrain. Par exemple, dire qu'une couche est dirigée 117° signifie que la direction mesurée fait avec le méridien, en marchant de gauche à droite à partir du nord, un angle de 117°. Cette orientation équivaut à Est 27° Sud ou à Nord 63° ouest. Si on l'avait observée dans l'autre sens, on eût obtenu $117° + 180° = 297°$.

Pour pouvoir procéder à une lecture immédiate et n'avoir pas d'autre transformation à faire que celle qui résulte de la déclinaison magnétique, on doit se servir d'une boussole graduée de zéro à 360 degrés dans le sens *inverse*, en faisant coïncider la ligne 0°—180° avec la direction à mesurer. Il convient que la boussole ait un cadre carré, dont un des côtés puisse s'appliquer contre le plan de la couche, et soit munie d'un petit pendule permettant de mesurer l'inclinaison. Cette dernière doit d'ailleurs être cherchée suivant *la ligne de plus grande pente* du plan de la couche et non suivant l'intersection de ce dernier avec les escarpements naturels ou artificiels, dont le plan peut n'être pas du tout perpendiculaire à la ligne de direction.

En relevant ainsi les éléments d'une surface géologique partout où elle est directement observable, ou encore dans tous les points où l'on connaît avec exactitude la position d'une autre assise séparée de la première par un intervalle connu, on peut déterminer, avec assez de probabilité, ce que devient la surface dans les parties où elle est masquée par le terrain superficiel et de cette manière, à la condition d'avoir bien choisi la couche de repère, le travail de la stratigraphie devient une simple opération de géométrie.

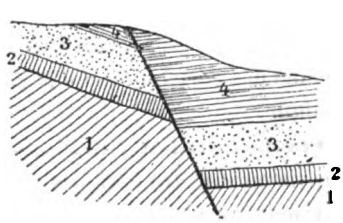

Fig. 159. — Exemple de faille.

Failles. — Mais cette représentation des surfaces, toujours fondée sur l'hypothèse de leur continuité, suppose qu'il n'y a pas de *failles*, c'est-à-dire de cassures accompagnées de rejets, pouvant mettre en contact immédiat (fig. 159) des couches très différentes, sans que, bien souvent,

Digitized by Google

on en soit averti par l'aspect du sol. Si cette circonstance se présente, la stratigraphie se complique singulièrement et peut offrir parfois des problèmes insolubles. Même dans les contrées dépourvues de failles, lorsqu'il existe des plis renversés (fig. 160) et que la tête de ces plis a été enlevée par érosion, en rencontrant sur son chemin des assises en concordance apparente, on peut être exposé à prendre pour des couches différentes, en superposition régulière, les *récurrences* d'une même assise plusieurs fois recourbée et à exagérer ainsi singulièrement la *puissance*, c'est-à-dire l'épaisseur de certains systèmes.

Fig. 160. — Plis renversés.

Emploi de la paléontologie. Espèces caractéristiques. — Dans tous les cas de ce genre, la paléontologie, lorsque son application est possible, devient d'un puissant secours en permettant d'identifier les couches à l'aide des restes organiques qu'elles renferment. La similitude complète des ensembles organiques n'est d'ailleurs pas absolument nécessaire pour établir le synchronisme des dépôts à distance. Il y a généralement, dans la faune ou la flore d'une assise, des espèces remarquables par leur constance et aussi, quelquefois, par la signification tranchée de leur organisation, qui implique dans le milieu des conditions très spéciales. Ces espèces deviennent, au moins pour une région déterminée, des *fossiles caractéristiques* d'un horizon. Le *criterium* qu'elles fournissent est assez sûr, quand il est bien employé, pour faire reconnaître les bouleversements et les renversements des couches ; même il permet très souvent de deviner des failles dont l'état du terrain empêcherait la constatation directe.

Toutefois, l'aire de dispersion d'une même espèce ne s'étend jamais à la surface entière du globe et à une époque donnée, un même ensemble de conditions physiques peut offrir des variations sensibles entre deux points très éloignés l'un de l'autre. Aussi, en raison de l'harmonie qui existe toujours entre les circonstances du milieu ambiant et la constitution des organismes qui l'habitent, il arrivera souvent qu'à une même époque les mêmes *types spécifiques* présenteront, d'un lieu à un autre, certaines différences de forme. C'est pourquoi la notion des espèces caractéristiques doit être complétée par celle des *formes représentatives*, en vertu de laquelle des fossiles assez différents pour former, aux yeux des naturalistes, des espèces distinctes, quoique très voisines, peuvent être considérés comme des *variétés locales et contemporaines*, appartenant à un même type organique.

Établissement des périodes. — C'est après avoir constaté, par les moyens qui viennent d'être indiqués, l'étendue, tant horizontale que verticale, ainsi que la valeur, au point de vue paléontologique, des assises homogènes distinguées par lui, que le géologue peut chercher à établir, entre plusieurs assises consécutives, des groupements naturels correspondant à des *périodes* géologiques. Cela suppose que l'histoire du globe est, comme celle de l'humanité, susceptible

Digitized by Google

de coupures et que, dans la série des événements terrestres, il y en a qui ont la valeur de *dates*.

Cette induction est assurément justifiée, à condition qu'on ne cherche pas à étendre trop rigoureusement la signification de toutes les périodes à la surface entière du globe. De même que la division du moyen âge et des temps modernes, légitimement fondée, en ce qui concerne l'Europe, sur l'invention de l'imprimerie et la découverte de l'Amérique, n'a aucun sens quand il s'agit de l'histoire de la Chine ou de celle du Japon, de même une coupure de premier ordre, marquée, dans une région géologique, par une discordance accentuée, tant stratigraphique que paléontologique, s'effacera peu à peu, comme nous l'avons fait voir, dans une certaine direction pour faire place à une série continue d'assises concordantes. Plus on descend dans le détail, et plus cette impossibilité d'établir une série applicable à tout le globe devient manifeste. Autant donc il est convenable, pour une région déterminée, de multiplier les subdivisions, afin de répondre à tous les objets que la géologie doit avoir en vue, autant il faut mettre de largeur dans le choix des périodes d'ensemble.

Notions de synchronisme et d'équivalence. — Il convient aussi de remarquer que la notion du *synchronisme* ne saurait, en géologie, avoir un sens absolu. De ce que deux assises, observées dans deux régions différentes, renferment des faunes tout à fait semblables, il ne s'ensuit pas que leur dépôt corresponde rigoureusement au même instant de l'histoire du monde. L'identité organique implique seulement l'identité dans les conditions physiques. Or ces conditions peuvent cesser d'exister en un point, tandis qu'elles se transportent en bloc en d'autres points plus ou moins voisins, déterminant une *migration* correspondante des espèces animales ou végétales. De la sorte, deux groupes reconnus identiques ne représentent pas toujours deux formations *synchroniques*, mais bien deux ensembles *équivalents* et peut-être *successifs*, dont l'un, en raison des conditions extérieures, a pu se prolonger au point qu'il occupe beaucoup plus longtemps que l'autre.

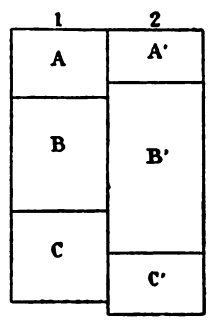

Fig. 161. — Diagramme relatif aux équivalences géologiques.

Ainsi soient (fig. 161) deux régions distinctes, 1 et 2, offrant chacune un même système de trois étages tels que A soit l'équivalent de A', B celui de B', et C celui de C'. Si l'on affecte à ces trois étages des hauteurs proportionnelles, non à leurs épaisseurs réelles, mais à leurs durées respectives, il pourra très bien arriver que leurs limites ne coïncident pas d'une manière rigoureuse. Pourtant, lors même que des observations de continuité réussiraient à établir que les premiers lits de A se sont déposés en même temps que les derniers lits de B', il vaudra généralement mieux, dans l'exécution des cartes géologiques des régions 1 et 2, placer les limites à la séparation des étages locaux, afin d'avoir, dans chaque région, des divisions vraiment conformes à son histoire.

Digitized by Google

Divisions fondamentales de la série sédimentaire. — Sous ces réserves, il est néanmoins possible, si l'on s'en tient aux traits généraux, d'encadrer l'histoire géologique dans une série de grandes divisions, suffisamment reconnaissables sur tout le globe. Nous allons indiquer sur quels principes ces divisions sont fondées, en nous servant, autant que possible, pour leur désignation, des termes dont le récent Congrès géologique de Bologne a recommandé l'emploi (1).

Le stratigraphe distingue, en dernière analyse, des *lits*, *couches* ou *strates*, caractérisés par la constance de leurs caractères minéralogiques et, s'il y a lieu, par celles de leurs restes fossiles. Ces couches forment des *horizons*, d'une étendue d'ailleurs limitée, qu'on peut désigner par le nom de l'espèce fossile la plus typique parmi celles qui composent leur *faunule* ou leur *florule*.

Plusieurs couches possédant certains caractères communs se groupent en une *assise*, dont la faune est caractéristique d'un *âge* déterminé. Les subdivisions homogènes des assises se succédant les unes aux autres à la manière des zones successives d'une agate ou d'un jaspe, on les désigne souvent, au point de vue paléontologique, sous le nom de *zones*, qu'on définit par l'adjonction du nom du fossile dominant.

Les assises, à leur tour, peuvent être réunies en *étages*, correspondant à des *époques* (2), sauf, si les circonstances l'exigent, à y introduire des subdivisions sous le nom de *sous-étages*.

Une réunion homogène et rationnelle de plusieurs étages constitue un *système* (3) ou *terrain*, embrassant dans le temps toute une *période*.

Enfin les systèmes eux-mêmes sont susceptibles de former, par leur réunion, de grands *groupes*, chacun représentant l'ensemble des sédiments qui se sont déposés pendant une *ère* déterminée.

Tandis que la distinction des *lits*, celle des *assises* et souvent même aussi celle des *étages* peuvent n'avoir qu'une valeur régionale, il est désirable que les *systèmes* au moins soient applicables à toute l'étendue du globe, à la condition de reconnaître que les limites d'un système donné peuvent varier plus ou moins

(1) Session de septembre 1881.

(2) Le mot d'*époque* n'est peut-être pas très heureusement choisi pour désigner une succession d'âges; car, au point de vue grammatical, ce mot doit être appliqué à un *moment* défini de l'histoire. Néanmoins et faute d'une richesse de termes que notre langue ne comporte pas, nous nous en tiendrons à cette désignation.

(3) On a fait au mot de *système*, adopté par le Congrès de Bologne, une objection fondée sur ce que cette expression s'applique plutôt, dans le langage usuel, à un assemblage de propositions et de principes enchaînés entre eux. Mais, d'une part, ce mot a l'avantage de pouvoir être facilement accepté par les géologues étrangers et, d'autre part, le sens qui lui est ici donné est parfaitement conforme aux traditions de la science. Ainsi le Dictionnaire de l'Académie définit le Système, en Histoire naturelle, une *distribution méthodique et artificielle des êtres, propre à en faciliter l'étude* et il ajoute que ce mot signifie aussi *assemblage de corps, réunion des parties d'un tout*. Il est d'ailleurs évident que c'est toujours une idée *systématique* qui préside au groupement de plusieurs étages en un même ensemble. Enfin cette expression a fait dans la science, par la publication du livre de M. Barrande sur le *Système Silurien de la Bohême*, une apparition assez éclatante pour que, malgré la popularité dont jouit en France le mot de *terrain*, nous n'ayons aucune répugnance à accepter sur ce point le vote du Congrès Géologique.

Digitized by Google

suivant les régions, c'est-à-dire que la période correspondante n'a pas dû commencer ni finir partout au même instant.

Division des temps géologiques en trois grandes ères. — Mettant ces principes en application, nous distinguerons, dans la série des formations sédimentaires, trois grands groupes : 1° le groupe *primaire* ou *paléozoïque*, caractérisé par la grande distance qui sépare ses types organiques de ceux du temps présent ; 2° le groupe *secondaire* ou *mésozoïque*, où commencent à apparaître les précurseurs du monde organique actuel ; 3° le groupe *tertiaire* ou *néozoïque*, dans lequel la faune et la flore n'offrent pour ainsi dire plus que des types modernes.

Quant à l'ère où nous sommes, elle peut porter le nom d'ère *moderne* ou *quaternaire* et elle est essentiellement caractérisée par l'apparition de l'homme sur le globe, tandis que l'ère tertiaire est le règne des mammifères et que l'ère secondaire correspond à la prépondérance des reptiles.

On peut se demander si les trois groupes qui viennent d'être énumérés ont bien la même importance et si le premier ne représenterait pas, quant à la durée, quelque chose d'équivalent à l'ensemble des deux autres. Il est certain que l'épaisseur normale des dépôts primaires est énorme. M. Dana (1) l'évalue presque au *double* de celle des groupes secondaire et tertiaire et, si cette épaisseur devait être considérée comme la mesure de l'intervalle de temps correspondant, il n'y aurait pas de proportion entre le premier groupe et les deux suivants.

Toutefois il importe de considérer que l'énergie de l'action sédimentaire n'a certainement pas été constante à la surface du globe et que le temps écoulé ne constitue pas, à lui seul, un élément suffisant pour la division des périodes. Ce qui caractérise les derniers âges de la terre, c'est la *localisation* et la *spécification* de plus en plus accentuées des conditions physiques et physiologiques. A ce point de vue, la division, depuis si longtemps consacrée, des trois groupes primaire, secondaire et tertiaire paraît assez bien fondée et, en attendant que les progrès de la science aient démontré l'opportunité d'un autre mode de groupement, nous nous en tiendrons à celui qui, jusqu'à présent, a partout formé la base de l'enseignement géologique.

(1) *Manual of Geology*, 2e édition, 1875, p. 112.

Digitized by Google

DEUXIÈME SECTION

GROUPE PRIMAIRE OU PALÉOZOÏQUE

Divisions de l'ère primaire. — Le groupe des terrains primaires ou paléozoïques comprend les formations sédimentaires qui se sont succédé depuis la consolidation de l'écorce primitive jusqu'au moment où, l'atmosphère ayant été purifiée par le développement et l'enfouissement successifs d'une riche végétation terrestre, la surface du globe est devenue habitable pour les animaux à respiration aérienne.

L'ère primaire peut être divisée en quatre périodes, qui sont, à partir de la plus ancienne :

1° La période *Cambrienne*, où la vie organique a laissé, pour la première fois, des traces nettes. Ce ne sont d'abord que des empreintes plus ou moins douteuses d'annélides, au milieu de sédiments encore doués d'une cristallinité prononcée. Mais bientôt se développe une remarquable faune, composée surtout de crustacés de la famille des trilobites, avec quelques brachiopodes.

2° La période *Silurienne*, où les organismes marins et spécialement les trilobites, les céphalopodes et les brachiopodes, atteignent un magnifique développement, tandis que les végétaux terrestres, par leur extrême rareté, témoignent du peu d'importance que devaient avoir à cette époque les masses continentales.

3° La période *Dévonienne*, caractérisée par de nombreuses espèces de poissons, marquant le premier épanouissement de l'embranchement des vertébrés, et par l'apparition, encore sporadique, de types végétaux, précurseurs de ceux qui vont composer la flore houillère.

4° La période *Permo-carbonifère*, où les faunes marines abondent en polypiers et en brachiopodes, tandis que se développe, sur les terres basses émergées, une luxuriante végétation, et qu'aux poissons commencent à s'adjoindre les reptiles amphibies.

Les systèmes de terrains qui correspondent à ces quatre périodes constituent le *terrain de transition* des anciens auteurs, ainsi nommé à cause de la nature des dépôts dont il se compose et qui, par leur état souvent cristallin, établissent une sorte de passage entre la croûte primitive et les formations sédimentaires normales.

Digitized by Google

CHAPITRE I

SYSTÈME CAMBRIEN

§ 1

GÉNÉRALITÉS SUR LA PÉRIODE CAMBRIENNE

Caractères généraux et divisions de la période. — La période *Cambrienne* (1) est celle qui a vu éclore les premières manifestations bien caractérisées de la vie organique.

Ces manifestations ne se traduisent au début que par des traces assez indistinctes, qu'on a cru pouvoir rapporter à des annélides. En même temps le caractère *phylladien*, c'est-à-dire celui de schistes à éléments cristallins, avec microlithes de staurotide, de tourmaline et d'autres minéraux, domine dans les premiers dépôts de cet âge. Mais bientôt apparaissent de véritables schistes argileux, généralement dépourvus de cristallinité, parfois accompagnés de calcaires et contenant cette remarquable faune de crustacés à laquelle M. Barrande a donné le nom de *faune primordiale*. On peut donc distinguer, dans le système cambrien, deux étages: l'inférieur, assez étroitement lié aux talcites sous-jacents, est surtout formé de phyllades, de quartzites et de poudingues, où dominent, en fait de colorations, le gris d'ardoise, le vert et le rouge pourpre ou lie-de-vin. Cet étage a ses types les mieux définis dans le pays de Galles et dans la vallée de la Meuse, entre Mézières et Givet. Nous lui donnerons le nom d'étage *ardennais*, en souvenir du *terrain ardennais* de Dumont. L'étage supérieur a d'abord été reconnu en Bohême; puis la Scandinavie en a fourni un type plus complet et enfin la faune primordiale a été retrouvée dans le Pays de Galles, sans parler des autres régions, notamment de l'Amérique du Nord, où son existence n'est pas moins certaine. Nous croyons convenable d'attribuer à cet étage le nom de *scan-*

(1) Le nom de *cambrien*, tiré de l'ancienne dénomination romaine du pays de Galles, a été créé en 1835 par Sedgwick pour désigner l'ensemble des schistes et des grès qui, dans ce pays, étaient alors reconnus comme inférieurs aux premières assises nettement fossilifères et que, pour cette raison, on appelait la *grauwacke sans fossiles*. Mais, par suite d'une erreur dans l'appréciation des relations stratigraphiques, on avait compris dans ce système des couches qui, en réalité, étaient supérieures aux assises fossilifères en question. C'est pourquoi, tandis que Sedgwick réclamait ces dernières pour son étage cambrien, Murchison crut devoir englober presque tout ensemble dans son système *silurien*. A peu près à la même époque, M. Barrande constituait également, en Bohême, un système silurien dont la base renfermait une faune, nommée par lui *primordiale*, alors inconnue en Angleterre, mais retrouvée depuis dans l'ancien cambrien moyen de Sedgwick. Aujourd'hui la plupart des géologues paraissent d'accord pour appliquer le nom de *cambrien* à tout ce qui renferme la faune primordiale. Nous nous rangeons à cet avis, en faisant, de l'ensemble des couches correspondantes, non un étage, mais un système, en raison de son épaisseur et de l'importance de son rôle.

Digitized by Google

dinavien, afin de faire, dans la nomenclature du groupe primaire, une part à cette région classique où les diverses zones de la faune primordiale se distinguent à la fois par l'abondance des fossiles et par la netteté des subdivisions.

Faune cambrienne. — La faune de l'étage ardennais ne comprend qu'un petit nombre de genres, dont les plus répandus, *Arenicolites*, *Oldhamia* (fig. 162, 163), *Nereites* (fig. 164), *Histioderma*, semblent être de simples traces d'annéli-

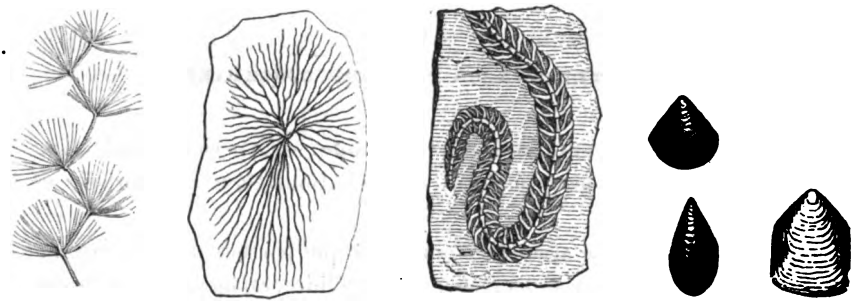

Fig. 162. Fig. 163. Fig 164. Fig. 165. Fig. 166.

Fig. 162. — *Oldhamia antiqua*, Forb,, du cambrien d'Irlande. — Fig. 163. *O. radiata*. Forb., du même gisement. — Fig. 164. *Nereites cambrensis*, Mac Coy, du cambrien du Pays de Galles. — Fig. 165. *Lingula prima*, Hall et *L. antiqua*, Hall, du grès de Potsdam. — Fig. 166. *Lingulella Davisi*, M' Coy, des Lingula flags d'Angleterre.

des (1). Ces vestiges d'organismes, notamment les *Oldhamia*, apparaissent quelquefois à profusion sur les faces de séparation de certains phyllades, où ils forment de fines saillies, ne se distinguant de la roche encaissante que par leur très faible relief. Leur abondance indique que la formation des dépôts qui les contiennent a été surtout littorale. Dans les phyllades noirs des Ardennes, on observe de nombreuses perforations cylindriques, perpendiculaires au plan des couches et qu'on peut regarder comme des trous de vers.

Enfin c'est probablement encore à l'étage ardennais que doivent être attribuées les traces décrites en Scandinavie sous les noms de *fucoïdes* et d'*Eophyton*. Ces dernières sont des empreintes striées, moulées en relief à la base d'un grès, à son contact avec un schiste, et ressemblent tout à fait aux traces qu'on obtient en traînant certaines algues sur une vase molle (2).

La partie supérieure de ce que nous avons appelé l'étage ardennais renferme déjà, dans le Pays de Galles, des crustacés et des brachiopodes; mais ce ne sont que les précurseurs de la véritable faune primordiale, caractéristique de l'étage scandinavien, dont nous allons maintenant nous occuper.

La note dominante de la faune primordiale est donnée par les *Trilobites*. C'est un remarquable groupe de crustacés, qui, d'après des observations récentes,

(1) On a longtemps discuté sur la véritable attribution de ces fossiles, que beaucoup de paléontologistes ont classés parmi les algues. Un récent travail de M. Nathorst, communiqué à l'Académie des sciences de Suède, semble avoir définitivement tranché la question en faveur des annelés ; car, en faisant cheminer sur du plâtre mou des vers et des crustacés de diverses espèces, M. Nathorst a obtenu des empreintes absolument semblables à celles qu'on observe, moulées en grès ou en phyllade, dans les systèmes cambrien et silurien.

(2) Voir l'ouvrage déjà cité de M. Nathorst, Stockholm, 1881.

Digitized by Google

paraît devoir être rangé dans la classe des Isopodes. Les trilobites se distinguent par leur division longitudinale en trois lobes, ainsi que par leur facile séparation, dans le sens transversal, en trois segments qui sont la tête, le thorax et l'abdomen; le thorax pouvant d'ailleurs se partager en anneaux indépendants. Les yeux sont remarquablement développés dans quelques genres de trilobites et sont munis d'un nombre parfois prodigieux de facettes.

Les trilobites primordiaux appartiennent aux genres *Paradoxides* (fig. 170), *Plutonia*, *Microdiscus*, *Agnostus* (fig. 168), *Arionellus*, *Ellipsocephalus*, *Conocephalites* ou *Conocoryphe*, *Olenus* (fig. 167), *Sao*, *Dicellocephalus*, etc. La classe des crus-

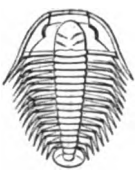

Fig. 167.

Fig. 168.

Fig. 169.

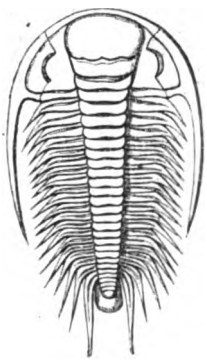

Fig. 170.

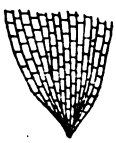

Fig. 171.

Fig. 167. *Olenus micrurus*, Salt., des Lingula flags. — **Fig. 168.** *Agnostus integer*, Beyr. de l'étage C de Bohême. — **Fig. 169.** *Theca gregaria*, M. et H. sp., du grès de Potsdam. — **Fig. 170.** *Paradoxides Bohemicus*, Barr., de Ginetz (Bohême). — **Fig. 171.** *Dictyonema sociale*, Salt., du salmien de Spa.

tacés est encore représentée dans cette faune par d'autres genres, tels qu'*Hymenocaris*, *Leperditia*, etc.

A ces fossiles s'associent des brachiopodes des genres *Lingula* (fig. 165), *Lingulella* (fig. 166), *Discina*, *Obolus*, etc., ainsi que des ptéropodes, *Theca* ou *Hyolites* (fig. 169), des protozoaires, probablement spongiaires, *Archæocyathus*, *Protospongia* et un organisme réticulé, *Dictyonema* (fig. 171), qui paraît être un hydrozoaire.

Quelques auteurs signalent aussi, au sommet de la série primordiale, l'apparition d'une autre famille d'hydrozoaires, celle des *graptolithes;* mais son épanouissement n'a réellement lieu que dans le système silurien. Enfin la famille des *Méduses* serait aussi représentée dans la faune cambrienne si, comme le pense M. Nathorst (1), il convenait de rapporter à des animaux de ce genre les traces décrites en Scandinavie comme *Astylospongia*, *Spatangopsis* et *Agelacrinus*.

Pour terminer cette énumération, il y a lieu de mentionner, comme dans l'étage ardennais, des organismes douteux, probablement des tubes d'annélides, tels que les *Scolithus* d'Amérique.

Conditions physiques de la période. — Il est assurément remarquable que

(1) *Comptes rendus de l'Académie des sciences de Suède.* — *Geol. Magazine*, 1882, p. 24.

Digitized by Google

les premières manifestations bien tranchées de la vie organique se fassent par des types relativement aussi élevés que ceux des trilobites et des lingules, avec absence totale ou presque totale des lamellibranches et des polypiers. D'ailleurs si les espèces primordiales ne sont point identiques sur toute la surface du globe et si celles d'Amérique, par exemple, diffèrent de celles de l'Europe, du moins ces différences, purement spécifiques, ne portent-elles, en général, que sur de menus détails ; elles rentrent dans la catégorie des signes auxquels se distinguent les espèces *représentatives* et accusent une remarquable uniformité dans les conditions physiques de l'époque correspondante.

Tous les dépôts de cette période offrent un caractère littoral marqué; les continents devaient être aussi peu étendus qu'instables et, jusqu'à présent, aucun vestige n'a été découvert qui permette de conclure à l'existence d'une flore cambrienne terrestre.

Ajoutons que, dans les sédiments cambriens, surtout parmi les phyllades ardennais, l'élément cristallin joue un très grand rôle. D'après les observations de MM. Zirkel et Renard, les cristaux des phyllades, formés de grenat, de staurotide, d'oligiste, paraissent s'être développés sur place, au milieu de la roche encore plastique. Ce fait, joint aux colorations très tranchées que présentent ces phyllades, indique que les mers où ils se sont formés devaient être, au moins par intervalles, le siège de réactions chimiques particulières.

§ 2

TYPES SEPTENTRIONAUX DU SYSTÈME CAMBRIEN

Angleterre. — Le système cambrien forme, dans le Shropshire et le Pays de Galles, une série parfois puissante de 8000 à 10000 mètres, dans laquelle le progrès des observations a permis d'introduire un grand nombre de subdivisions. Au début, ce système avait été simplement divisé en deux groupes : le *groupe de Bangor*, ou *du Longmynd*, correspondant à l'étage ardennais et le *groupe de Festiniog*, équivalent du scandinavien.

Le groupe de Longmynd se divisait en *schistes de Llanberis* à la base et *grès de Harlech* au sommet, tandis que celui de Festiniog comprenait les *dalles à lingules* (*Lingula flags*), couronnées par l'étage dit de *Tremadoc*.

Pendant longtemps, les seuls fossiles connus du groupe du Longmynd ont été des vers, *Arenicolites sparsus*, *A. didymus*, *Histioderma hibernicum*, avec les *Oldhamia antiqua* et *O. radiata*, ces dernières recueillies surtout en Irlande, dans un schiste vert de l'âge du Longmynd. Plus tard, les persévérantes recherches de MM. Salter, Hicks et Harkness ont amené la découverte, dans les grès de Harlech, à St-David's, de lingules, de paradoxides et autres trilobites. M. Hicks a donc détaché de ce groupe, sous le nom de *Solva* (1), les couches à paradoxides, et il a

(1) Hicks in Lapworth, *Geolog. Magazine*, 1881, p. 321. — Voir aussi *Quarterly Journal of the geol. Soc. of London*, XXIX, p. 42.

Digitized by Google

désigné l'assise inférieure sous le nom de *groupe de Caerfai*, dont on a fait l'étage *annélidien*, en raison de la prédominance des annélides.

D'après cela, l'équivalent de l'étage ardennais se réduirait à ce groupe inférieur, que M. Hicks divise de la manière suivante à St-David's.

3. Caerfai supérieur : grès pourprés et verdâtres, d'environ 300m d'épaisseur, ne contenant que des annélides.
2. Caerfai moyen : schistes rouges, de 15m, avec *Lingulella*, *Discina*, *Leperditia Cambrensis*.
1. Caerfai inférieur : 140m de grès schistoïdes verdâtres et 20m de conglomérats quartzeux, avec annélides seulement.

L'étage scandinavien peut être divisé, d'après les trilobites dominants, en deux sous-étages, le *paradoxidien* à la base et l'*olénidien* au sommet (1). Voici d'ailleurs, du haut en bas, le tableau des assises que comprend cet ensemble :

Ancien système des *Lingula flags*.
- 6. Assise de Tremadoc
- 5. Assise de Dolgelly
- 4. Assise de Festiniog — *Olénidien.*
- 3. Assise de Maentwrog
- 2. Assise Ménévienne
- 1. Assise de Harlech ou de Solva — *Paradoxidien.*

1. L'assise de *Solva*, qui peut être vraiment considérée comme une zone de passage entre l'annélidien ou ardennais et le scandinavien, se subdivise en trois zones :

Solva inférieur ; phyllades et grès jaunâtres (45 mètres à St-David's), avec *Plutonia Sedgwicki*, *Paradoxides Harknessi*, *Eophyton*.

Solva moyen; grès schistoïdes gris, pourpres et rouges, avec *Microdiscus sculptus*, *Paradoxides Solvensis*, *Agnostus cambrensis*, *Eophyton* (450 mètres).

Solva supérieur; 45 mètres de couches schistoïdes grises, avec *Obolella sagittalis*, *Paradoxides aurora*, *Conocoryphe bufo*.

2. L'assise *ménévienne*, ainsi nommée de l'ancien nom romain de la ville de St-David's, a été distinguée en 1865 par MM. Salter et Hicks. Elle est en concordance avec l'assise précédente et comprend, sous une épaisseur de 150 mètres, formée de bancs épais de grès, avec schistes d'un bleu foncé et schistes gris, trois zones très fossilifères, savoir :

Ménévien inférieur; dalles grisâtres, avec *Paradoxides Hicksi*, *Obolella sagittalis*, *Agnostus Davidis*, *Conocoryphe coronata*.

Ménévien moyen ; dalles noires avec *Paradoxides Davidis*, *Agnostus Barrandei*,

Ménévien supérieur; grès et schistes, avec *Orthis Hicksi*, *Obolella sagittalis*.

C'est dans le ménévien que se rencontrent les trilobites du genre *Erinnys*.

3. L'assise de *Maentwrog*, développée dans le nord du pays de Galles, et concordante avec les couches ménéviennes, auxquelles elle se lie graduellement par ses caractères pétrographiques, comprend une zone inférieure, avec *Agnostus pisiformis*, *Olenus gibbosus*, *O. truncatus*, et une zone supérieure, contenant *Agnostus pisiformis*, *A reticulatus*, *Olenus cataractes*. Puissante d'environ

(1) Lapworth, *loc. cit.*

Digitized by Google

800 mètres, l'assise de Maentwrog comprend des schistes bleus avec bancs de schistes et grès jaunâtres.

4. L'assise de *Festiniog*, constituée par des schistes micacés gris et épaisse de 600 mètres, débute par la zone à *Lingulella Davisi* et à *Bythotrephis*, que couronnent les couches à *Hymenocaris vermicauda* et *Conocoryphe macrura*.

5. L'assise de *Dolgelly* qui, réunie aux deux précédentes, forme l'ancien étage des *Lingula flags*, est composée surtout de schistes tendres, noirs et bleuâtres. Son épaisseur est de 180 mètres. Elle comporte, dans le nord du pays de Galles et la région des Malvern, une division en deux zones : à la base, les schistes de Rhiwfely, avec *Parabolina spinulosa*, *Orthis lenticularis*, *Agnostus*, *Protospongia*, et, au sommet, les schistes de Moel Grün, contenant *Conocoryphe invita*, *Agnostus trisectus*, *Peltura scarabæoides*, *Ctenopyge pecten*, *Sphærophthalmus alatus*.

6. Enfin l'assise de *Tremadoc*, qu'aucune discordance ne sépare des schistes à lingules et qui se compose de 350 mètres de grès gris schisteux, comprend une zone inférieure, à *Dictyonema sociale*, et une zone supérieure, à *Conocoryphe depressa*, où l'apparition de nouveaux trilobites, tel qu'*Asaphellus Homfrayi*, ainsi que celle du genre *Conularia*, présagent déjà la faune silurienne proprement dite. M. Hicks y a trouvé des lamellibranches des genres *Palæarca*, *Glyptarca*, *Davidia*, *Modiolopsis*, plusieurs espèces de *Bellerophon*, des encrines et une astérie, *Palasterina Ramseyensis* (1). L'ensemble de la faune est donc sensiblement plus riche que dans le reste du cambrien.

Une division tout à fait supérieure de l'assise de Tremadoc, déjà intimement liée au système silurien, est formée de 30 mètres de schistes tachés de rouge avec *Angelinia*, *Conularia*, *Lingulocaris*.

Dans le sud de l'Écosse, le cambrien est représenté (2) par les grès et schistes pourprés de *Hawick*, renfermant *Arenicolites*, *Protovirgularia*, *Protichnites* et par les couches de *Selkirk*, grès fins et phyllades ne contenant que de rares annélides.

Scandinavie. — Au-dessus de la série des roches primitives s'étend en Norvège un ensemble de grès et de conglomérats, constitué par des matériaux détritiques d'origine granitique et auquel Esmark a donné le nom de formation *sparagmitique* (3). Les fragments consistent surtout en quartz et en feldspath ; ils sont tantôt roulés, tantôt anguleux et de couleur variable. Le mica y fait défaut. Suivant les cas, les noms de conglomérat, de brèche, de grès, de quartzite, d'arkose, de grauwacke conviendraient aux couches de cette formation. Les géologues norvégiens ont trouvé plus commode d'adopter la désignation générale de *sparagmite* (4), en y ajoutant l'épithète de *grise* ou de *rouge* selon la teinte dominante.

(1) Ramsay, *Physical Geology of Great Britain*, 1878, p. 66.
(2) Lapworth et Wilson, *Geol. Magazine*, VIII, p. 456.
(3) Tiré du grec *sparagma*, fragment.
(4) Kjerulf, *Geologie des mittleren Norwegen*, p. 127.

Digitized by Google

L'étage de la sparagmite n'a fourni jusqu'ici aucun fossile. Il contient, à sa partie inférieure, avec des schistes noirs, une assise calcaire, dite *calcaire de Birid*, associée à des calcschistes et à des grès calcaires et dont la puissance est d'environ 70 mètres. Des schistes argileux s'y présentent à divers niveaux et l'ensemble de l'étage atteint 700 mètres d'épaisseur au centre de la Norvège. Encore cette évaluation ne se rapporte-t-elle qu'à la partie inférieure de l'ancien étage de la sparagmite, dont la partie supérieure est aujourd'hui reconnue comme l'équivalent du terrain qui contient la faune primordiale.

D'après M. Kjerulf (1), il y a des raisons de croire que, dans le sud de la Norvège, l'étage de la sparagmite se prolonge sous la forme d'assises gneissiques, qui devraient leur constitution actuelle au métamorphisme.

Il semble donc, d'après cela, que la série dont il vient d'être question puisse être assimilée à l'ensemble de l'étage ardennais.

Dans la partie méridionale de la Scandinavie, les couches cambriennes sont fossilifères et se prêtent à une division en assises. L'étage ardennais y est représenté par une formation arénacée qui comporte deux termes principaux :

L'assise inférieure, qui repose sur le gneiss et qui même, d'après une assertion d'Angelin, contestée par M. Linnarsson, alterne à sa base avec les roches gneissiques (2), est le *grès à Eophyton*. Ce grès est caractérisé par diverses traces ou empreintes dont les unes peuvent être rapportées au règne végétal (*Eophyton Linnæanum*, *E. Torelli*), tandis que les autres (*Cruziana dispar*, *Harlania*, *Arenicolites*), sont probablement dues à des annélides ou à des crustacés. En Scanie, cette assise, dite *grès de Lugnas*, est formée de 20^{m} d'une véritable arkose à *Eophyton*, que surmontent 45 à 60^{m} de quartzite plus ou moins conglomeré.

L'assise supérieure est le *grès à fucoïdes*, contenant, avec des traces d'algues marines et de vers, une lingule (*Lingulella favosa*) et un *Dictyonema*. En Scanie, d'après M. Lundgren (3), le grès à fucoïdes se divise en deux zones : le *grès de Hardeberga*, épais de 200^{m}, grès dur grossier à ciment quartzeux avec fucoïdes et *Arenicola* et, par-dessus, 15 à 16^{m} de grauwacke schisteuse, avec phosphorite.

Dans le centre de la Suède, l'ensemble de l'étage, qu'Angelin, en 1854, avait nommé *Regio fucoïdarum*, n'a que 30^{m} de puissance et les traces de clapotement des vagues (*ripple-marks*) y abondent.

Le scandinavien se compose d'un ensemble de *schistes noirs alunifères*, entremêlés de quelques couches calcaires et dans lequel on distingue deux assises bien nettes : à la base, la *Regio conocorypharum* ou Paradoxidien et, au sommet, la *Regio olenorum* ou Olénidien (4).

I. La première assise, celle des *schistes alunifères inférieurs* ou couches à

(1) *Op. cit.*, p. 121.
(2) Lapworth, *Geol. Magazine*, 1881, p. 360.
(3) *Neues Jahrbuch*, 1878, p. 699.
(4) Lapworth, *loc. cit.*

Digitized by Google

Paradoxides de M. Linnarsson, comprend, de haut en bas, les zones suivantes, distinguées en Scanie par MM. Linnarsson et Trullberg.

6. Zone des *Agnostus lævigatus* et *Kutorgina cingulata*, épaisse de 1m,50 et surmontée de 2m de schiste alunifère sans fossiles.
5. Z. à *Paradoxides Forchhammeri* ou *Calcaire d'Andrarum*, épais seulement de 1m, mais très fossilifère, avec *Orthis Hicksi*, *Obolella sagittalis*, *Agnostus glandiformis*, *A. aculeatus*.
4. Z. à *Parad. Œlandicus*, inconnue en Scanie et n'existant qu'à l'île d'Oeland, avec *Agnostus regius*, *Ellipsocephalus Hoffi*.
3. Z. à *Parad. Davidis*, épaisse de 8m.
2. Z. à *Parad. Tessini*, comprenant :
   c. 3m de schistes à *Agnostus rex*.
   b. 3m,50 à 4m de schistes à *Parad. Hicksi*.
   a. 1m,50 à 2m de calcaire bitumineux, dit *calcaire à Exsulans*, caractérisé par *Parad. palpebrosus*, avec *Conocoryphe exsulans*, *Agnostus fallax*, *Obolella sagittalis*.
1. Z. à *Parad. Kjerulfi* ; 6m de schistes avec calcaire, renfermant *Lingulella Nathorsti*.

II. La deuxième assise, dite des *schistes alunifères supérieurs*, a été divisée par M. Linnarsson en deux séries :

A. A la base, les *schistes à Olenus*, comprenant de haut en bas, d'après M. Lundgren (1) :

7. Zone à *Cyclognathus micropygus*.
6. Zone à *Peltura scarabæoides*, *Agnostus trisectus*, *Clenopyge pecten*, *Sphærophthalmus alatus*.
5. Zone à *Leptoplastus stenotus*.
4. Zone à *Parabolina spinulosa*, *Orthis lenticularis*.
3. Zone à *Beyrichia Angelini*, *Agnostus cyclopyge*.
2. Zone à *Olenus truncatus*, *Agnostus pisiformis*, *A. reticulatus*.
1. Zone à *Olenus gibbosus*, *Agnostus pisiformis*.

B. Au sommet, les *schistes à Dictyonema*, divisés en

2. Zone à *Obolella Salteri*.
1. Zone à *Dictyonema flabelliforme*.

Ce qui est très remarquable, c'est la faible épaisseur des assises cambriennes en Scandinavie. Ainsi les schistes alunifères n'ont que 25m en Scanie et les schistes à Olenus n'ont souvent que 12 ou 15 mètres, ce qui n'empêche pas les horizons paléontologiques d'être bien distincts. En Norvège, l'ensemble des assises à Paradoxides et à Olenus, très concordant, quant à la faune, avec la série suédoise, n'a que 30m ; on remarque aussi, dans cette région, une tendance des zones paradoxidiennes à prendre un caractère arénacé. Elles reposent d'ailleurs sur un grès (*grès quartzeux* de M. Kjerulf), qui représente le grès à Eophyton.

Ajoutons, comme preuve de la localisation des bassins pendant la période cambrienne que, sur plus de 70 espèces de trilobites que renferme le cambrien de Scandinavie, il n'y en a pas quatre qui soient identiques avec les espèces du même système en Bohême. Au contraire, il y beaucoup de ressemblance entre la faune cambrienne de Suède et de Norvège et celle du Pays de Galles ; un grand nombre d'espèces leur sont communes et ces deux régions, à l'époque du cambrien, faisaient certainement partie d'un même ensemble ; mais les conditions du dépôt y étaient pourtant bien différentes, puisque moins de 20m de

(1) *Loc. cit.*

Digitized by Google

schistes à Olenus correspondent trait pour trait, par leur zones fossilifères, aux 1800m de la série des *Lingula flags*.

Russie. — On observe, entre Saint-Pétersbourg et Revel, un schiste bitumineux à *Dictyonema flabelliforme*, qui semble devoir être considéré comme l'équivalent des schistes à *Dictyonema* de Scandinavie. Ce schiste repose sur le grès dit *grès à Obolus* ou à *Ungulites*, lequel contient *Obolus Apollinis*, *Orbicula Buchi*, *O. reversa*, *Siphonotreta unguiculata* et des grains de glauconie où Ehrenberg a reconnu des moules de foraminifères. Le grès à *Obolus* pourrait fort bien correspondre au grès à fucoïdes ou à *Eophyton*, c'est-à-dire à l'étage ardennais, à moins que ce dernier ne soit représenté par l'argile bleue à fucoïdes qui supporte le grès.

§ 3

TYPES FRANÇAIS DU SYSTÈME CAMBRIEN

Région Ardennaise. — La région des Ardennes et spécialement la vallée de la Meuse offrent un type remarquable du système cambrien ; c'est une puissante série de phyllades, redressés et plissés de telle sorte que l'ordre de superposition est très difficile à établir, les voûtes, s'il y en a eu, ayant dû être enlevées par érosion et toutes les assises plongeant dans le même sens (fig. 172).

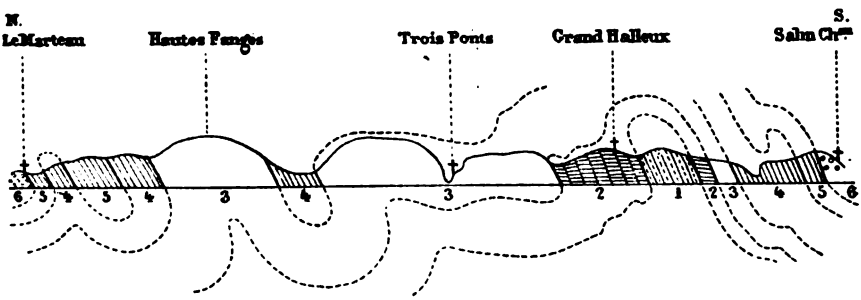

Fig. 172. — Coupe du massif cambrien de Stavelot, d'après MM. Gosselet et Malaise, avec raccordement hypothétique des assises d'après Dumont. — 1, Devillien inférieur ; 2, Devillien supérieur ; 3, Revinien ; 4, Salmien inférieur ; 5, Salmien supérieur ; 6, Poudingue dévonien.

En 1847, Dumont a établi dans ce système trois subdivisions :

1° A la base, l'étage *Devillien*, formé de quartzites tantôt blanchâtres, tantôt verdâtres et de phyllades violacés et verts, contenant parfois des cristaux de magnétite et de pyrite cubique. A cet étage appartiennent les ardoises violettes de Fumay, les ardoises aimantifères de Deville, où les cristaux de magnétite sont tous orientés dans le même sens et couchés dans une direction oblique sur le plan des feuillets, enfin les ardoises de Rimogne. Le quartzite de Monthermé fournit un caillou d'empierrement renommé pour sa dureté.

2° L'étage *Revinien*, constitué par des quartzites, des quartzophyllades et des schistes gris-noirs, pyritifères et charbonneux, souvent couverts d'efflorescences alumineuses, parfois pailletés de damourite.

Digitized by Google

3° L'étage *Salmien*, consistant en phyllades verts et violets et quartzophyllades verdâtres avec quelques psammites; c'est là que se rencontrent les phyllades oligistifères avec *coticule* ou *novaculite* (pierre à rasoirs), remplis de cristaux de grenat manganésifère et de staurotide, et les phyllades verts *ottrélitifères*, c'est-à-dire dont la pâte est mouchetée de paillettes d'*ottrélite*, variété de phyllite du groupe des clintonites.

L'ordre de superposition admis par Dumont a été modifié par M. Gosselet (1), qui réunit les deux étages inférieurs en un seul, sous le nom de *devillo-revinien*, en le composant des assises suivantes :

1° Zone des ardoises violettes de Fumay. 2° Zone des schistes noirs pyritifères de Revin. 3° Zone des ardoises aimantifères de Deville. 4° Zone des schistes noirs pyritifères de Bogny.

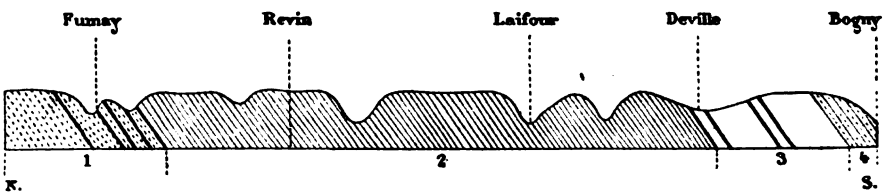

Fig. 173. — Coupe générale du cambrien de la vallée de la Meuse (d'après M. Gosselet). — 1, Phyllades de Fumay; 2, Schistes de Revin; 3, Phyllades de Deville; 4, Schistes de Bogny. — Les lignes noires accentuées indiquent les veines ardoisières.

Cet ordre est celui qu'indique le plongement des couches, qui toutes inclinent au sud à partir de Fumay, comme le montre la figure 173. Mais M. Gosselet ne se prononce pas sur l'ordre chronologique réel, attendu qu'on ignore si la série des assises est simplement redressée ou si elle est renversée. Dans ce dernier cas, ce seraient les schistes de Bogny qui formeraient l'assise la plus ancienne.

Quoi qu'il en soit, les seuls restes organiques du cambrien de l'Ardenne sont : *Oldhamia antiqua* et *Nereites cambrensis*, trouvés dans les phyllades verdâtres à toucher gras de la bande de Fumay; *Dictyonema sociale*, recueilli à Revin et à Spa; *Eophyton Linnæanum*, trouvé à Stavelot et à Jalhay (2); enfin des *lingules* provenant du salmien de Lierneux. M. G. Dewalque (3) a d'ailleurs signalé l'identité des ardoises de Fumay avec celles de Llanberis et la ressemblance des couches de Revin avec les *Lingula-flags*. D'après cela, l'étage ardennais serait vraisemblablement représenté par la zone de Fumay et le reste pourrait correspondre à tout ou partie du scandinavien. Mais, en l'absence de preuves plus positives, cette assimilation ne peut être présentée qu'avec doute.

Le microscope montre dans les phyllades ardennais : 1° des éléments détritiques, particules de quartz, de feldspath, de mica ou d'une autre phyllite (4); 2° des éléments cristallins, visibles seulement à un grossissement de 400 dia-

(1) *Esquisse géologique du nord de la France*, 1880, p. 19.
(2) Malaise, *Congrès international de géologie*, session de Paris, 1878.
(3) *Bull. Acad. royale de Belgique*; 2e série, XXXVII, mai 1874.
(4) Gosselet, *loc. cit.*, 10.

Digitized by Google

mètres : aiguilles de staurotide, paillettes de phyllites (mica, damourite, séricite, chlorite), rutile, quartz en grains, calcite, oligiste, pyrite, magnétite ; 3° particules charbonneuses et apparences de coquilles de foraminifères. Tous ces éléments sont réunis par un ciment amorphe, sorte d'opale et les cristaux semblent avoir dû se former avant le durcissement de la pâte encaissante.

Enfin il convient de signaler la fréquence, dans le cambrien ardennais, de *porphyroïdes* (1) qui paraissent régulièrement interstratifiées au milieu des schistes, et qui peuvent être, soit des *tufs*, soit des *filons-couches* d'un porphyre éruptif, ayant pris une texture rubanée et parfois bréchiforme par suite des conditions spéciales de son épanchement.

Armorique orientale. — Le système cambrien est assez développé dans la péninsule armoricaine ; mais à part des *Oldhamia*, des *Arenicolites* et d'autres traces d'annélides, il est dépourvu de fossiles qui permettent de le paralléliser avec les dépôts du pays de Galles. Dans la partie orientale et centrale de la Bretagne, la base du système est constituée par les *schistes de Rennes*, où l'on peut distinguer trois assises (2) : 1° des schistes gris verdâtres, terreux, avec grauwackes, filons de quartz, bancs de poudingues et lits de calcaire siliceux ou magnésien ; 2° des schistes roses, contenant aussi des lits calcaires ; 3° des schistes verts en grandes dalles, avec grauwackes et poudingues. Ces schistes, développés aussi à Néant, dans le Morbihan, renferment *Arenicolites Kenta* et *Oldhamia gigantea* (3). Les calcaires s'observent à Pontpéan, Les Mesliers, Ernou, Amanlis, etc.

Au-dessus des schistes de Rennes apparaissent, sans aucune discordance de stratification, les *schistes rouges*, dont la fissilité est moins prononcée et qui, au lieu de se diviser en dalles plates, affectent des surfaces ondulées et bosselées. Ces schistes, généralement de couleur amarante, renferment des tubes désignés sous le nom de *Tigillites* ou *Scolithus* (*T. linearis*), ainsi que des cannelures d'origine très problématique, dont on a fait le genre *Vexillum* (*V. Desglandei*). On y peut observer, de bas en haut, la succession suivante (4) :

Schistes gris à *Tigillites* avec grès sombres d'un gris bleuâtre ; poudingues roses à gros éléments et grès ; grauwackes à *Tigillites* et poudingues roses ; schistes d'un rouge pourpre à *Tigillites*.

Les schistes rouges avec poudingues sont bien développés à Montfort-sur-Meu, où ils ont été signalés par Dalimier. Ces schistes étant recouverts, en parfaite concordance, par la base du système silurien proprement dit, il paraît assez logique d'y voir l'équivalent de l'étage scandinavien, tandis que les schistes de Rennes correspondraient à l'étage ardennais. L'absence des trilobites et autres organismes de la faune primordiale s'expliquerait par le caractère troublé des dépôts de l'Armorique, qu'atteste l'abondance des poudingues grossiers. Les

(1) V. *ante*, p. 572.
(2) Lebesconte, *Bull. Soc. géol. de France*, 21 nov. 1881.
(3) De Tromelin et Lebesconte, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IV, 583.
(4) Lebesconte, *loc. cit.*

Digitized by Google

colorations vertes et pourprées s'accordent bien, d'ailleurs, avec celles du Pays de Galles.

Armorique occidentale. — Dans l'Armorique occidentale, la base du cambrien est constituée, selon M. Ch. Barrois (1), par les *Phyllades verts de Douarnenez*, schistes d'un vert noirâtre, talqueux, satinés, avec des bancs de quartzite et nombreux filons de quartz gras. Ces phyllades se trouvent au sud des Montagnes Noires, où ils fournissent des ardoises grossières : on les observe également à Morlaix ; ils équivalent aux schistes de Rennes et sont parfois mâclifères ; d'autres fois, ce sont des schistes argileux proprement dits, à grains de quartz noyés dans une pâte de mica blanc (2).

L'assise des phyllades est surmontée par celle des *Poudingues et schistes rouges*. Ces roches, d'une couleur lie de vin très prononcée, s'observent au cap de la Chèvre, où elles sont en stratification concordante avec les phyllades sous-jacents. Leur épaisseur est de 100 à 120 mètres et elles alternent avec des schistes verts. M. Barrois (3) a remarqué l'analogie de ces schistes rouges avec le système salmien des Ardennes ; comme ce dernier, ils contiennent des bancs de *coticule* avec petits cristaux de rutile. Le même observateur y signale des débris d'*Olenus* et des lamellibranches.

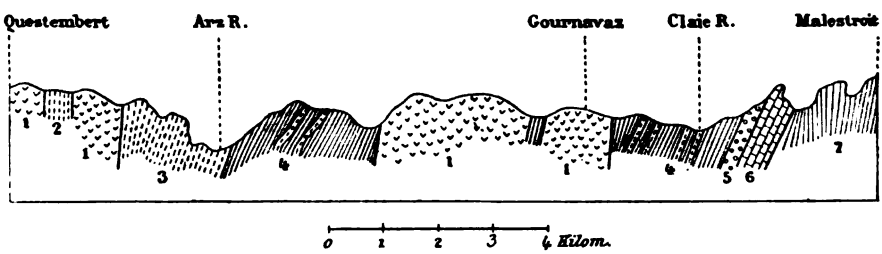

Fig. 174. — Coupe de Questembert à Malestroit (d'après M. de Lacvivier). — 1, granite ; 2, micaschiste ; 3, schistes mâclifères et phyllades ; 4, schistes rouges et verts avec bancs de quartzites ; 5, poudingue rouge ; 6, quartzite ; 7, schistes siluriens à Calymènes.

La succession paraît être la même dans le Morbihan, où l'on peut relever (4) la coupe suivante (*fig.* 174) : contre le granite s'appuient des phyllades satinés bleus et des schistes mâclifères, où les cristaux de chiastolithe atteignent jusqu'à $0^m,008$ de côté. Puis viennent des schistes rouges lie de vin, verts, jaunes, avec quartzites et filons de quartz, interrompus par un massif granitique. Ces schistes paraissent s'appuyer, en vertu du renversement général de la stratification, sur une couche de poudingue rouge après laquelle vient un quartzite dur qui sépare la série cambrienne des schistes siluriens à calymènes.

Région normande. Maine. — Dans le Cotentin, le système cambrien comporte, à la base, un phyllade dur, satiné, d'un gris d'ardoise bleuâtre, traversé

(1) Ch. Barrois, *Ann. de la Soc. géol. du Nord*, IV, p. 38.
(2) Ch. Barrois, *Ann. de la Soc. géol. du Nord*, VIII.
(3) Communication directe de M. Barrois à l'auteur.
(4) De Lacvivier, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 505.

Digitized by Google

par de fines veines de quartz et alternant avec des grauwackes dont le grain est parfois discernable. Cette roche, dite *phyllade de Saint-Lô*, se montre presque partout en couches verticales, avec un alignement général de l'est à l'ouest et sa surface est altérée et argileuse sur plusieurs décimètres. Au voisinage des massifs granitiques, elle se charge de noyaux noirâtres qui deviennent des prismes de mâcle ou chiastolithe, pendant que la grauwacke se transforme en une roche à paillettes alignées de mica, à laquelle on a donné le nom de *leptynolite*.

Les schistes verts dits talcites chloriteux à séricite de la rade de Cherbourg pourraient n'être qu'une modification locale du phyllade cambrien.

Les poudingues pourprés sont très développés dans le Calvados et le Cotentin, où ils contiennent, notamment près de Granville et à Clécy, de gros noyaux de quartz laiteux blanc et de lydienne noire. Ces poudingues alternent avec des schistes très finement rubanés, à zones rouges et vertes entremêlées, dont on observe un bon type aux abords de la station de Villedieu-les-Poêles. A la partie supérieure, les schistes rouges et verts renferment des lits de grès grossier, à cailloux de quartz et de lydienne, qui passent insensiblement au grès armoricain, base du silurien. Ainsi, dans le Cotentin, les schistes et poudingues pourprés, discordants en quelques points avec les phyllades de Saint-Lô (notamment à la butte de Clécy), ne représenteraient que la partie supérieure du cambrien.

Plusieurs couches calcaires assez épaisses sont intercalées dans les schistes rouges de Normandie, notamment à Laize et à Vieux. On en trouve aussi dans les phyllades. Tantôt ces calcaires sont gris; tantôt, comme à Laize, ils sont tachés de rouge et marmoréens.

Dans la Sarthe, le cambrien débute par une énorme série de phyllades et de grauwackes avec filons de quartz, dont une couche est exploitée pour ardoises près de Parennes. Au-dessus de ces phyllades, dépourvus de fossiles, vient un système de schistes avec poudingues à galets de quartz et de grauwacke, supportant des schistes avec amandes ou bancs de calcaire plus ou moins magnésien. M. Guillier (1) y a signalé des lingules, *Lingula crumena*, *L. Criei*. D'après le même auteur, aux environs de Sillé-le-Guillaume, les schistes supérieurs se relient intimement au grès armoricain qui les surmonte et à la base duquel de nombreuses couches minces de schiste lie de vin alternent avec des bancs de quartzite à Lingules et à Tigillites.

Plateau central. Pyrénées. — Le système cambrien existe certainement en plusieurs points de la bordure du Plateau central; mais ses affleurements y sont très limités et n'ont été nulle part l'objet d'une définition bien précise. Il est vraisemblable que c'est à cet étage qu'appartiennent les schistes ardoisiers de Travassac et d'Alassac, près de Brive. De même, à Saint-Léon (Allier), les schistes à séricite supportent des poudingues, des quartzites et des schistes satinés (2) où il est permis de voir l'équivalent du cambrien. M. Gruner est également

(1) *Bull. soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 374.
(2) Michel-Lévy, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 182.

Digitized by Google

porté à y rattacher les phyllades verts qui encaissent le terrain houiller de Sainte-Foy-l'Argentière, dans le Rhône et qu'on retrouve sous le terrain tertiaire du Forez ainsi qu'aux abords de Chessy et de Sain-Bel.

Dans le massif pyrénéen, et notamment aux environs de Bagnères-de-Luchon, on observe un système de schistes phylladiens, dont les caractères s'accordent assez bien avec ceux des assises cambriennes. Ces schistes, dont l'épaisseur n'est pas inférieure à 2000 ou 3000 mètres, forment le versant septentrional de la crête pyrénéenne, dans les vallées de la Pique et du Lys, ainsi qu'à la montée du port d'Oo. Quelquefois ils sont fissiles au point de fournir des ardoises; le plus souvent ils ont un aspect gneissique et de nombreux bancs sont chargés de mâcles ou de staurotides plus ou moins bien formées, dont le développement peut être attribué à l'influence des massifs granitiques voisins et à celle de nombreux filons de granite euritique, qui traversent ces phyllades en tous sens (1).

§ 4

TYPES ÉTRANGERS DIVERS DU SYSTÈME CAMBRIEN

Bohême. — Au système cambrien se rapporte, en Bohême, l'ensemble des couches que M. Barrande a désignées, en 1846 (2), sous les noms d'étage B et d'étage C.

Le premier, qui repose sur les schistes cristallins du terrain primitif (étage A), est formé par les *schistes argileux de Mies* et la *grauwacke de Przibram*.

Les schistes de Mies sont essentiellement quartzifères et à texture fibreuse; le quartz y forme de nombreuses veinules dans une pâte feldspathique (3). Les schistes de Przibram, qui semblent postérieurs aux précédents, sont riches en mica et colorés en gris sombre. Quant à la grauwacke, qui, à sa jonction avec les schistes, contient souvent des conglomérats, elle est composée de grains arrondis de quartz, pris dans une pâte argilo-quartzeuse, présentant par places des taches de mica et de petites parties de feldspath non décomposé. Les lits sont très nets et ont $0^m,30$ à $0^m,60$. Parfois ils sont séparés par de minces délits, exclusivement micacés, de couleur rougeâtre ou verdâtre.

Longtemps la grauwacke de Przibram a passé pour dépourvue de fossiles. En 1861, M. A. Fritsch y a découvert des traces de tubes d'annélides, qui ont été rapportées au genre *Arenicolites*. On a remarqué, du reste, que ce système présente une frappante analogie de composition et de couleur avec les couches de Harlech en Angleterre (4).

Au-dessus de la grauwacke de Przibram et en discordance de stratification avec elle, apparaît l'étage C.

(1) Leymerie, *Description des Pyrénées de la Haute-Garonne*, 1881, p. 180.
(2) *Système silurien du centre de la Bohême.*
(3) Michel-Lévy et Choulette, *Ann. des mines*, 6e série, 1869.
(4) Marr, *Quarterly Journal of the geol. Society of London*, 1880, p. 591.

Digitized by Google

Cet étage, dont la puissance varie entre 300 et 400 mètres, est constitué par des schistes argileux, contenant un peu de silice et d'oxyde de fer, nuancés de vert et de brun et possédant une fissilité marquée, indépendante de la stratification. Les fossiles y sont presque toujours recouverts d'un enduit ferrugineux jaune ou brun. Discordant relativement aux couches qui le supportent, l'étage C l'est également par rapport au silurien, avec lequel il n'a pas une espèce commune. Du reste, les affleurements de l'étage forment, dans le bassin de Prague, deux bandes distinctes, l'une au nord, celle de Skrey, l'autre au sud, celle de Ginetz, et tandis que 8 espèces de trilobites sont communes aux deux gisements, il en est 27 qui sont spéciales à l'un ou à l'autre.

La faune de l'étage C, pour laquelle M. Barrande a créé le nom de *faune primordiale* (1), est caractérisée surtout par les paradoxides. On y remarque : *Paradoxides spinosus, P. Bohemicus, Conocephalites Sultzeri, C. striatus, Ellipsocephalus Hoffi, Sao hirsuta, Hydrocephalus, Agnostus integer, A. rex, A. nudus;* et, en outre, 1 ptéropode, 1 *Orthis* et 3 *Cystidés*.

D'après cela, l'étage C de Bohême ne correspond qu'à la partie moyenne du système cambrien, c'est-à-dire à l'assise ménévienne, tandis que la grauwacke de Przibram serait l'équivalent de l'étage ardennais. Il manquerait donc, dans ce pays, la partie supérieure du scandinavien, c'est-à-dire les schistes à *Olenus*. L'assise paradoxidienne elle-même n'y serait pas complète et son terme inférieur ferait défaut.

Alpes. Espagne. — Les dislocations dont les couches sont affectées dans le massif des Alpes suisses et tyroliennes, et le métamorphisme qui en a souvent été la suite, obligent à une certaine réserve dans la détermination de l'âge des roches schisteuses superposées au gneiss. Il semble néanmoins résulter des travaux les plus récents qu'on peut considérer comme appartenant au cambrien la plupart des assises composant ce que M. Théobald (2) a appelé les *schistes de Casanna*. Ce sont des schistes tantôt complètement, tantôt à demi cristallins, qui passent en bas aux gneiss et micaschistes, tandis que dans le haut ils se relient à des schistes rouges et verts dits *verrucano*. M. Gümbel (3) a constaté l'intime liaison des schistes de Casanna avec les phyllades luisants des Grisons et de la vallée de l'Inn, dont l'attribution au cambrien ne lui paraît pas douteuse.

En Espagne, dans la province de Séville, la série des micaschistes et des talcites est recouverte par des phyllades luisants, parfois mâclifères, que surmontent de puissantes assises de conglomérats. Au-dessus viennent des schistes argileux, mélangés de calcaire et de grès, où l'on a rencontré le genre *Archæocyathus* (4), qui semble permettre l'assimilation de cette dernière série à l'étage scandinavien.

Le cambrien de la province de Ciudad Real comprend des schistes micacés et

(1) *Système silurien du centre de la Bohême.*
(2) *Matériaux pour la carte géol. suisse. Les Grisons*, 1863, p. 45.
(3) *Neues Jahrbuch*, 1878, p. 383.
(4) Macpherson, in *neues Jahrbuch*, 1879, p. 930.

Digitized by Google

satinés, souvent mâclifères ou ottrélitifères et des phyllades alternant avec des grauwackes (1) et des schistes argileux. C'est dans cette partie supérieure qu'ont été trouvés des trilobites appartenant au genre *Ellipsocephalus*, caractéristique de la faune primordiale.

La faune primordiale se retrouve dans les Asturies, à la Vega, dans des schistes que recouvre le grès à bilobites et qui se prolongent jusqu'en Galice. Leurs caractères lithologiques sont ceux des schistes de Douarnenez en Bretagne. Ils contiennent les genres *Paradoxides*, *Conocephalites*, *Trochocystites*, *Lingula* (2). Cette assise, épaisse de 50 à 100^{m}, contient de 20 à 60^{m} de calcaire et un lit de minerai de fer.

Au-dessous se placent, correspondant à l'étage ardennais, les schistes de Rivadeo, série puissante de 3000^{m}, de schistes et de quartzites verts, reposant sur des schistes verts avec phyllades bleus (3).

Amérique du Nord. — La période primordiale ou cambrienne a été divisée par les géologues américains en deux époques, la plus ancienne, dite *Acadienne* et la plus récente ou de *Potsdam*.

I. L'étage *acadien* est représenté à Saint-John (nouveau Brunswick) par des schistes gris et noirs, avec quelques grès. Sa puissance est d'environ 600^{m}. Les couches offrent, par les *ripple-marks* et les traces d'annélides, un caractère littoral accentué. Leur faune comprend des *Paradoxides* (*P. Harlani*, *P. Bennetti*), avec les genres *Conocoryphe*, *Agnostus*, *Lingulella*, *Discina*, *Obolella*, *Scolithus*, *Arenicolites*, *Eophyton*. Cet ensemble paraît donc l'équivalent à la fois de l'étage ardennais et de la zone paradoxidienne du scandinavien. *Oldhamia radiata* a été rencontré dans le Wisconsin, associé à *Scolithus linearis* (4) et, dans l'île de Terre-Neuve, les couches acadiennes fossilifères reposent sur plus de 1000^{m} de grès et de schistes argileux où M. Billings a trouvé un *Arenicolites*.

II. L'*étage de Potsdam* est principalement constitué par un grès, le *grès de Potsdam*, contenant, surtout à la base, quelques couches de conglomérats. Ce grès, généralement dur et souvent employé pour la construction, peut être gris, jaunâtre, brun ou rouge. La stratification y est très nette et parfois le grès est en fines plaquettes. Les traces de clapotement des vagues et les trous de vers arénicoles y abondent. En quelques points du Canada, on y observe des empreintes dites *Protichnites* et considérées comme des traces de vers ou de crustacés, peut-être de trilobites. Sur la côte de Labrador, les couches du même âge sont des schistes, des grès et des calcaires de 1700^{m} d'épaisseur.

La faune de Potsdam comprend de nombreux trilobites des genres *Conocoryphe*, *Dicellocephalus*, *Agnostus*, *Ellipsocephalus* (*Olenellus*), *Peltura*, *Illænurus*; on y trouve en outre les *Leperditia Trojensis*, *Lingulella prima*, *L. antiqua*, *Obolella nana*, *Theca gregaria*, deux espèces d'*Orthoceras*, un protozoaire, *Archæo-*

(1) De Cortazar, *Boletin de la com. del Mapa geologico*, Madrid, 1881.
(2) Ch. Barrois, *Ann. soc. géol. du Nord*, IV, p. 299.
(3) Ch. Barrois, communication directe à l'auteur.
(4) *Americ. Journal of science*, 3e série, XII, p. 226.

Digitized by Google

cyathus Atlanticus, un graptolithe, *Dendrograptus*, le *Scolithus linearis*, enfin des fucoïdes, *Palæophycus*. L'ensemble de cette faune correspond bien aux schistes à lingules dans leur entier.

Dans la région des Apalaches, les chloritoschistes formant le sommet de la série primitive sont recouverts par des schistes et conglomérats dits *Ocoee conglomerates and slates*. Ces schistes paraissent faire défaut dans le Canada, où le grès de Potsdam repose en discordance sur les tranches redressées des gneiss. Dans le Tennessee, la série des *Ocoee slates*, considérée comme l'équivalent probable de l'étage acadien, a de 2500 à 3000^{m} d'épaisseur et supporte les grès et schistes de *Chilhowee*, d'une puissance à peine inférieure. Ainsi, dès le début, la région des Apalaches se signale comme le siège d'une sédimentation active, et ce caractère se maintiendra durant les périodes suivantes jusqu'à la fin de l'ère primaire.

Ajoutons que la plus grande partie du cambrien américain correspond à ce qu'Emmons avait désigné en 1842 sous le nom de groupe *taconique*, ainsi qu'aux groupes qualifiés par MM. Rogers de *Primal* et d'*Auroral* dans la Pensylvanie et la Virginie.

Territoires de l'Ouest. — Dans le territoire de Wahsatch (1), le système cambrien, qui n'a pas moins de 3500^{m} d'épaisseur, est représenté par des schistes très siliceux, de couleur généralement claire, dépourvus de fossiles. Dans le Nevada, la partie inférieure de ce système étant formée par des quartzites compacts, on observe, au sommet, 1200^{m} d'un calcaire siliceux avec calcschistes, qui contient à sa base des fossiles primordiaux (*Agnostus*, *Dicellocephalus*, *Conocephalites*, *Crepicephalus*, *Obolella*) et, à sa partie supérieure, une faune tout à fait analogue à celle de Québec. Ce calcaire, dit de *Pogonip*, semble donc attester que, dans l'ouest des États-Unis comme sur le littoral atlantique, aucune discordance ne sépare le cambrien du silurien.

La faune primordiale se rencontre encore dans les territoires de l'Utah, du Colorado et du Nouveau Mexique, où elle est représentée par *Agnostus*, *Conocephalites* et *Olenellus*, associés aux *Cruziana Linnarssoni* et *C. rustica* (2).

Brésil. — Au Brésil, le système cambrien paraît exister sous la forme de grès micacés, avec schistes subordonnés et conglomérats, qu'on observe aux environs du pic d'Itakolumy. Les schistes, à toucher onctueux et les grès contiennent souvent du fer oligiste, soit en paillettes hexagonales, soit sous forme de *Martite*, c'est-à-dire en octaèdres, régulièrement disséminés dans la roche comme les octaèdres de magnétite dans les schistes aimantifères de l'Ardenne. Les grès à oligiste portent le nom d'*Itabirites*. D'après M. Gorceix, ce système contient du diamant, avec rutile, anatase, tourmaline, etc.

(1) *U. S. Geol. Exploration of the 40th parallel. Systematic Geology*, by Clarence King, 1878, p. 248.

(2) *Neues Jahrbuch*, 1878, p. 444.

Digitized by Google

TABLEAU DU SYNCHRONISME DES ASSISES CAMBRIENNES.

ÉTAGES	ANGLETERRE	SUÈDE	BOHÊME	ARDENNES	NORMANDIE ET BRETAGNE	AMÉRIQUE
SCANDINAVIEN	Tremadoc.	Schistes à *Dictyonema.*	$d_1\alpha$, $d_1\beta$?	Phyllades salmiens.	Schistes rouges et Poudingues pourprés.	Grès de Potsdam.
	Dolgelly.	Schistes à *Olenus.*	Lacune ?			
	Festiniog.					
	Maentwrog.					
	Ménévien.	Couches à *Paradoxides.*	Étage C.	Phyllades de Revin et Phyllades de Fumay.	Schistes de Rennes et Phyllades de Saint-Lô.	Groupe acadien.
	Solva.	Zone à *Par. Kjerulfi.*	Lacune?			
ARDENNAIS	Caerfai.	Grès à *fucoïdes.* Grès à *Eophyton.*	Grauwacke de Przibram. (Etage B).			Ocoee slates.

CHAPITRE II

SYSTÈME SILURIEN

§ 1

GÉNÉRALITÉS SUR LA PÉRIODE SILURIENNE

Caractères généraux de la période. — Le *système silurien* (1) forme un ensemble aussi remarquable par la variété des sédiments que par la richesse de sa faune, où tous les embranchements du règne animal sont abondamment représentés, à l'exception de celui des vertébrés. Ce dernier n'apparaît qu'à la partie tout à fait supérieure du système, sous la forme de poissons, dont on connaît une quarantaine d'espèces, tandis que les autres embranchements en comptent au moins dix mille, avec prépondérance des trilobites, des céphalopodes, des brachiopodes et des lamellibranches.

Les conditions de la formation des dépôts paraissent avoir été tout à fait normales. On y observe toutes les espèces ordinaires de roches sédimentaires, grès,

(1) Ainsi nommé par Sir R. Murchison en souvenir des *Silures*, qui habitaient autrefois la partie de l'Angleterre où ce système est le plus développé.

Digitized by Google

conglomérats, argiles, schistes, calcaires et, au moins dans les régions où, comme en Russie, aucune action mécanique n'est venue déranger l'assiette primitive des couches, celles-ci ont conservé une composition originelle qui ne permet pas de les distinguer des formations les plus modernes. A part quelques exceptions, l'élément cristallin contemporain du dépôt, si abondant parmi les roches cambriennes, fait ici défaut et quand des cristaux se sont développés dans la masse des sédiments, il est toujours facile d'en reconnaître la source extérieure, soit dans le voisinage d'une roche d'épanchement, soit dans le métamorphisme mécanique déterminé par les dislocations que le terrain a subies.

Ainsi il est probable que dès le début de la période silurienne, les océans avaient acquis une composition à peu près identique avec celle qu'ils ont aujourd'hui. Leur étendue était d'ailleurs considérable et la division en bassins, autant qu'on en peut juger par la distribution géographique des faunes, était infiniment moins accentuée que de nos jours. Tandis que la période primordiale n'offre guère que des espèces littorales, la faune silurienne comprend des familles qui s'accommodent d'eaux plus profondes. Néanmoins les formations de plages dominent encore et, ce qui le prouve, c'est la grande étendue occupée par chaque nature de dépôts. A l'heure présente les dépôts littoraux ne forment guère qu'une mince frange autour de continents bien définis; au contraire, l'étude des sédiments siluriens nous montre, la plupart du temps, des rivages très instables, constamment remaniés par une mer qui, au lieu de côtes élevées, ne rencontrait devant elle que des plages marécageuses et incertaines. Les rides dues au clapotement des vagues y abondent, ainsi que les fentes de retrait produites par le dessèchement des argiles et moulées ultérieurement par du grès qui est venu les recouvrir.

En tout cas c'est toujours le facies marin qui domine sans partage; à peine, au sommet du silurien, voit-on apparaître quelques plantes terrestres, et si des mollusques ont alors habité la terre ferme, du moins leurs dépouilles n'ont pas pu arriver jusqu'à nous.

Divisions du système. — Depuis 1846, M. Barrande a nettement établi la division de la faune silurienne (non compris la faune primordiale, que nous en avons détachée pour la ranger avec le cambrien) en deux groupes: la *faune seconde* où dominent encore les trilobites, tandis que les céphalopodes y sont très peu représentés, et la *faune troisième*, remarquablement riche en céphalopodes à coquilles droites ou enroulées ainsi qu'en brachiopodes et contenant de nombreux genres de trilobites qui lui sont propres.

La faune seconde étant celle qui caractérise les grès de l'Armorique ainsi que les schistes ardoisiers d'Angers, de Vitré et de tant de points de la Bretagne, nous donnerons à l'étage qui la contient le nom d'*étage armoricain*, tandis que celui d'*étage bohémien* sera appliqué aux couches qui renferment la faune troisième, magnifiquement développée en Bohême et si magistralement décrite par M. Barrande. Notre étage armoricain représentera ainsi le groupe *siluro-cambrien* que

Digitized by Google

M. Sterry-Hunt avait proposé d'établir avec la faune seconde, pour rappeler que, dans l'origine, ces assises étaient comprises dans le cambrien de Sedgwick.

Caractères paléontologiques. — Comme dans la faune primordiale, mais

Fig. 175.

Fig. 176.

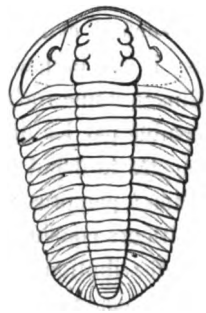

Fig. 178.

Fig. 179.

Fig. 177.

Fig. 180.

Fig. 175, 176, 177. Tête et abdomen de *Calymene Tristani*, Brongt., des schistes armoricains de Bretagne. — Fig. 178, 179. *Calymene Blumenbachi*, Brongt., de l'assise de Wenlock. — Fig. 180. *Calymene Aragoi*. Marie Rouault, des schistes armoricains de Bretagne.

avec un caractère beaucoup moins exclusif, c'est la famille des *trilobites* qui forme le trait dominant de la faune silurienne. En effet les poissons n'apparaissent

Fig. 181.

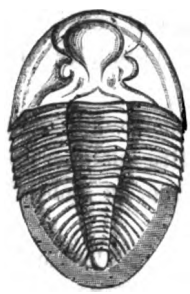

Fig. 182.

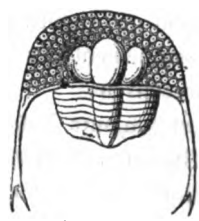

Fig. 183.

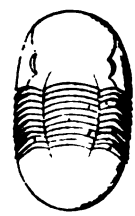

Fig. 184.

Fig. 185.

Fig. 186.

Fig. 187.

Fig. 184. Tête de *Dalmanites Hausmanni*, Barr., de l'étage G de Bohême. — Fig. 182. *Asaphus tyrannus*, Murch., de Llandeilo. — Fig. 183. *Trinucleus Pongerardi*. Rouault, des schistes armoricains de Bretagne. Fig. 184. *Illænus Davisi*, Salt., de l'étage armoricain d'Angleterre. — Fig. 185. Tête d'*Homanolotus Brongniarti*, Deslong., du grès de May. — Fig. 186. Abdomen d'*Homanolotus delphinocephalus*, Konig, de Dudley. — Fig. 187. Abdomen d'*Homanolotus Vicaryi*, Salt., du grès de May.

qu'au sommet du système et dans des couches qui établissent son passage au système dévonien.

Digitized by Google

Les trilobites siluriens appartiennent à un grand nombre de genres, parmi lesquels nous citerons *Calymene* (fig. 175 à 180), *Dalmanites* (fig. 181), *Asaphus* (fig. 182), *Illœnus* (fig. 184), *Homalonotus* (fig. 185 à 187), *Trinucleus* (fig. 183), *Harpes*, *Bronteus*, etc.

Les crustacés sont encore représentés dans la faune silurienne par les *Eurypterus* et *Pterygotus*, ainsi que par des ostracodes, *Primitia*, *Beyrichia*.

Les céphalopodes atteignent, surtout dans la seconde partie de la période, un développement exceptionnel. On en compte plus de 1600 espèces, comprenant surtout les genres cloisonnés de la famille des *Nautilides: Nautilus*, *Orthoceras* (fig. 189, 190), *Phragmoceras*, *Trochoceras*, *Cyrtoceras* (fig. 188) et quelques *Goniatites*, qui ne se montrent que tout à fait au sommet du système. Plusieurs Orthocères sont de taille géante et ont jusqu'à 2 mètres de longueur. Les ptéropodes abondent sous la forme de *Theca*, *Conularia* (fig. 191), *Tentaculites*. Puis

Fig. 188.

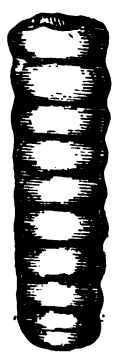

Fig. 189.

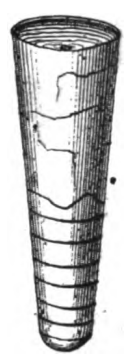

Fig. 190.

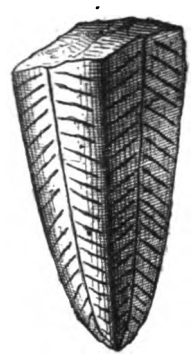

Fig. 191.

Fig. 188. *Cyrtoceras annulatum*, Hall, du calcaire de Trenton. — Fig. 189. *Orthoceras bohemicum*, Barr., du bohémien des Pyrénées. — Fig. 190. *Orthoceras regulare*, Schlot., du silurien supérieur de Scandinavie. — Fig. 191. *Conularia pyramidata*, Deslong., du grès de May.

viennent les gastropodes, représentés par *Pleurotomaria*, *Murchisonia*, *Capulus*, *Turbo*, *Maclurea*, mais surtout les brachiopodes, dont on voit pulluler les genres *Lingula*, *Atrypa*, *Orthis* (fig. 192), *Pentamerus* (fig. 193), *Spirifer*, *Rhynchonella*, *Strophomena* (fig. 195), etc.

Les lamellibranches sont proportionnellement beaucoup moins abondants; avec les *Arca*, *Nucula*, *Avicula*, *Ctenodonta*, *Redonia*, etc., on trouve les *Cardiola* (fig. 194), dont quelques-unes sont très caractéristiques.

Parmi les échinodermes, il n'y a guère lieu de citer que les crinoïdes et notamment les *Cystidées*, *Echinosphærites* (fig. 196), *Cryptocrinus*, etc. et les vrais *crinoïdes*, *Periechocrinus*, *Glyptocrinus*, *Crotalocrinus*, etc.

La classe des hydrozoaires figure dans la faune silurienne par l'importante famille des *Graptolithes*, où dominent les genres *Monograptus* (fig. 200, 201), *Phyllograptus* (fig. 204), *Didymograptus* (fig. 202), *Diplograptus* (fig. 203), *Rastrites*, (fig. 199), *Retiolites*. Aux polypiers appartiennent les *Halysites*, *Favosites* (fig.

Digitized by Google

197), *Omphyma* (fig. 198), *Cyathaxonia*, etc. et aux spongiaires libres ou aux méduses les *Astylospongia*.

Avec ces fossiles il en est d'autres, souvent très abondants, qui ont été dé-

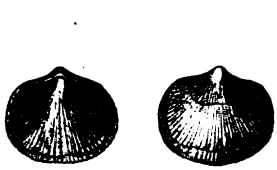

Fig. 192.

Fig. 193.

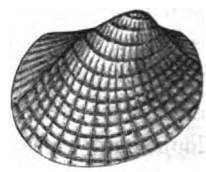

Fig. 194.

Fig. 195.

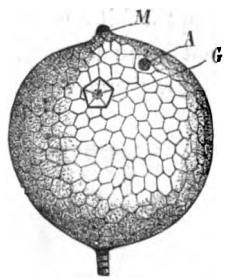

Fig. 196.

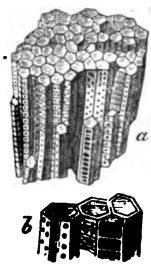

Fig. 197.

Fig. 198.

Fig. 192. *Orthis elegantula*, Dalm., de Ludlow. — Fig. 193. *Pentamerus galeatus*, Sow. sp., de Wenlock. — Fig. 194. *Cardiola interrupta*, Brod., du bohémien. — Fig. 195. *Strophomena rhomboïdalis*, Wahl., de l'assise de Wenlock. — Fig. 196. *Eschinosphærites aurantium*, Wahl., du calcaire à Orth. vaginatum de Russie. — Fig. 197. *Favosites (Calamopora) gothlandica*, Lam., de Dudley. — Fig. 198. *Omphyma turbinatum*, Linn., sp., du calcaire de Wenlock.

crits parfois comme des algues, mais qui paraissent être des traces d'organismes divers et spécialement d'annélides et de crustacés. Ce sont les *Bilobites*, savoir les

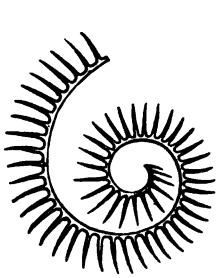

Fig. 199.

Fig. 200.

Fig. 201.

Fig. 202.

Fig. 203.

Fig. 204.

Fig. 199. *Rastrites peregrinus*, Barr. du silurien de Bohéme. — Fig. 200. *Monograptus priodon*, Bronn. sp., du bohémien. — Fig. 201. *Mon. turriculatus*, Barr. de Bohéme. — Fig. 202. *Didymograptus geminus*, His. sp. de l'étage armoricain. — Fig. 203. *Diplograptus palmeus*, Barr. de Bohème. — Fig. 205. *Phyllograptus typus*, Hall, du groupe de Québec.

Arthrophycus (fig. 205) ou *Harlania*, *Rhysophycus*, *Cruziana* (fig. 206, 207) et les *Vexillum*, *Nereites*, *Tigillites*, etc. On remarque que les Bilobites se présentent toujours à l'état de moules, faisant saillie sur la face inférieure d'une plaque de grès, à son contact avec une couche de nature argileuse et que ces saillies demi-cylindriques ne se prolongent jamais dans la masse du grès. Elles s'entrecroisent

Digitized by Google

d'ailleurs en divers sens, s'effaçant les unes les autres et sont parfois interrompues par des crêtes rectilignes représentant le remplissage, par la matière des grès, des fentes produites par la dessiccation dans l'argile sous-jacente. Les Bilobites

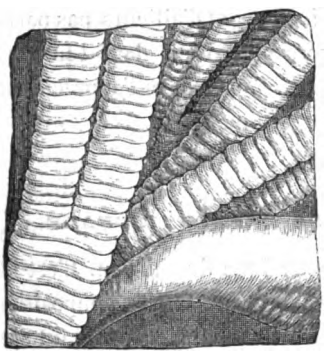

Fig. 205.

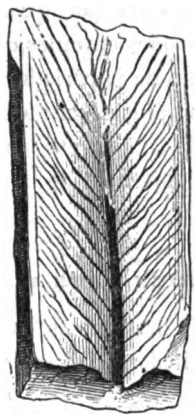

Fig. 206.

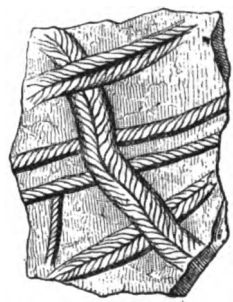

Fig. 207.

Fig. 205. *Arthrophycus Harlani*, Hall, du silurien d'Amérique. — Fig. 206. *Cruziana rugosa*, d'Orb., du grès armoricain de Bretagne. — Fig. 207. *Cruziana bagnolensis*, Mor., du grès armoricain de Normandie.

sont donc bien, comme l'a d'ailleurs démontré M. Nathorst, des traces laissées dans la vase par la marche de certains animaux. Les annélides et les crustacés sont ceux qui les reproduisent le plus exactement.

La flore terrestre de la période silurienne est assez pauvre. Elle se réduit à quelques plantes, appartenant surtout à la famille des *Lycopodiacées*, trouvées généralement à la partie supérieure du système, où elles apparaissent comme les précurseurs de la flore dévonienne. Sans doute, à cette époque, les terres émergées n'occupaient qu'une faible étendue et leurs rivages, sans cesse exposés aux incursions des flots, se prêtaient mal à l'établissement d'une végétation continentale. Cette végétation s'essayait néanmoins, comme en témoignent les plantes recueillies en Amérique dans les assises de Cincinnati et d'Helderberg. Ces plantes sont (1) les *Psilophyton gracillimum* et *P. cornutum* (lycopodiacées), *Annularia Romingeri* et *Sphenophyllum primævum* (calamitoïdes) et *Protostigma sigillaroïdes*.

Un fait remarquable est la façon en quelque sorte subite dont les divers types organiques font leur apparition dans la faune silurienne. Déjà, pendant la période précédente, nous avions vu la faune à paradoxides éclore, en quelque sorte, tout d'un coup après la fin de l'époque ardennaise. Il en est de même des graptolithes, qui apparaissent subitement et par un grand nombre de types avec le début de l'époque armoricaine et des céphalopodes, qui, à peine annoncés dans la faune seconde, s'épanouissent avec une ampleur inouïe dès le commencement de la faune troisième. Enfin les poissons, au lieu d'apparaître peu à peu et sporadiquement, indiquent, par la façon dont ils se manifestent au sommet de l'étage bohémien, ce que sera leur développement dans la période suivante.

(1) Lesquereux in *American Philos. Society.* — *Geol. Magazine*, 1878, p. 356.

Digitized by Google

De plus, loin que ces premières éclosions des familles nouvelles se fassent par des types incomplets ou atrophiés, elles ont lieu, au contraire, par des genres physiologiquement très élevés et où la taille des individus est souvent supérieure à ce qu'elle sera dans l'avenir. Tel était le cas des Paradoxides ; tel est aussi celui des orthocères et des céphalopodes enroulés de la faune troisième, enfin des goniatites qu'on voit naître à la fin de la période. Ces faits ne sont d'ailleurs pas particuliers aux temps siluriens ; plus d'une fois ils se reproduisent dans l'histoire du globe et il est impossible de n'en pas tenir grand compte dans l'appréciation des lois qui règlent le développement de la série organique.

§ 2

LE SYSTÈME SILURIEN DANS L'EUROPE SEPTENTRIONALE

Angleterre. — La Grande Bretagne est la terre classique du silurien. C'est là, dans le Shropshire, que sir Roderick Murchison en a fait connaître la composition dès 1839. La puissance totale du système varie entre 5000 et 6000 mètres et s'il y a des points où les assises supérieures reposent en discordance complète sur le cambrien, comme cela est représenté dans la figure 208, il y en a d'autres où, depuis les *Lingula flags* jusqu'au dévonien, la série des couches est absolument continue, le passage d'une faune à une autre se faisant de la façon la plus graduelle. Le tableau suivant résume la composition générale du système.

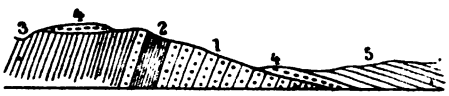

Fig. 208. — Coupe prise dans le Shropshire (d'après Ramsay). — 1. Série de Longmynd ; 2. Lingula flags ; 3, couches de Tremadoc et de Llandeilo ; 4. couches à Pentamères ; 5, schistes de Wenlock.

		Couche de passage (24m)	14. Grès de Downton avec *bone-bed* à poissons.
Étage bohémien	Assise de Ludlow	supérieure (210m). .	13. Grès micacé.
		inférieure (315m). .	12. Calcaire d'Aymestry. 11. Schistes de Ludlow.
	Assise de Wenlock (800 à 1000m)	supérieure.	10. Calcaire de Wenlock ou de Dudley à *Calymene Blumenbachi*.
		inférieure.	9. Schistes de Wenlock. 8. Calcaire de Woolhope.
Assise de passage	Asside de Llandovery (120 à 750m)	supérieure. . . .	7. Schistes de Tarannon. 6. Grès de May-Hill et calcaire à pentamères.
		inférieure. . . .	5. Schistes inférieurs de Llandovery.
Étage armoricain	Assise de Caradoc (3600m)	. . . . .	4. Grès de Caradoc à *Trinucleus*. 3. Calcaire de Bala, à *Cystidés*.
	Assise de Llandeilo (400m)	. . . . .	2. Schistes de Llandeilo, à *Ogygia Buchi*.
Assise de passage	Assise d'Arenig	. . . . .	1. Couches d'Arenig et de Skiddaw, à Graptolithes.

Assise de Tremadoc

On se rappelle que l'assise de Tremadoc, avec laquelle se termine le système

Digitized by Google

cambrien, offre un mélange des trilobites primordiaux avec ceux qui, d'ordinaire, caractérisent la faune seconde. Ce mélange continue dans l'assise d'Arenig, ou *Stiper-Stones*, représentée, dans le comté de Merioneth, par des schistes et des grès de 250m d'épaisseur, et dans le Cumberland par les *schistes de Skiddaw*, exceptionnellement riches en graptolithes.

La faune comprend les genres *Agnostus*, *Asaphus*, *Calymene*, *Trinucleus*, avec *Lingulella Davisi*, *Orthis*, *Obolella*, etc., et 8 espèces de lamellibranches. Mais elle est surtout remarquable par les graptolithes, qui font ici, sur le continent, leur première apparition, par les genres *Didymograptus* (20 espèces), *Tetragraptus*, *Diplograptus*, *Dichograptus*, *Dendrograptus*. Les formes de Skiddaw offrent une grande analogie avec celles du groupe de Québec, en Amérique. Il est remarquable que cette première éclosion des graptolithes présente une richesse de formes qui ne sera dépassée dans aucun des horizons supérieurs.

Ajoutons que, pour quelques auteurs (1), la superposition des schistes de Skiddaw à l'étage de Tremadoc n'est pas clairement établie, de telle sorte que ces deux assises pourraient être équivalentes.

Aux environs de Saint-David's, l'assise d'Arenig se divise en trois zones (2) : 1° une zone inférieure, formée de 300m de schiste noir avec nombreux graptolithes dendroïdes. 2° une zone moyenne, de 450m de schistes à *Ogygia peltata*, *Ampyx Salteri*. 3° une zone supérieure, de 450m de schistes à *Illœnus*, *Placoparia*, *Barrandia*, etc.

A l'égard du groupe des assises de Llandeilo et de Caradoc, aucun doute n'est possible ; c'est bien la faune seconde qui s'y trouve contenue. Les schistes dominent à la base de la série et le calcaire n'y apparaît comme un membre indépendant que dans l'assise grèseuse supérieure. Les espèces caractéristiques de cet ensemble sont *Asaphus tyrannus*, *Ogygia Buchi*, *Trinucleus Caractaci*, (ce dernier du grès de Caradoc), *Acidaspis Jamesi*, *Orthis calligramma*, *Strophomena grandis*, *Orthoceras mendax*, *Lituites cornu-arietis*, *Murchisonia simplex*, *M. subrotundata*, *Euomphalus corndensis*, *Modiolopsis expansa*, *Palœarca amygdalus*, *Palœaster Caractaci*, etc.

L'assise de Llandeilo ou de Builth contient *Didymograptus Murchisoni*. Le grès de Caradoc, outre les trinucles, est plus spécialement caractérisé par *Calymene incerta*, *Orthis vespertilio* et *Bellerophon bilobatus*.

M. Hicks (3) reconnaît trois zones dans l'assise de Llandeilo du comté de Pembroke; à la base, des schistes avec intercalations de roches éruptives basiques contenant, outre les genres *Æglina*, *Ogygia*, *Trinucleus*, les *Didymograptus Murchisoni et Diplograptus foliaceus ;* au milieu, des schistes calcaires avec *Asaphus tyrannus*, *Trinucleus Lloydi*, *Calymene cambrensis ;* au sommet, des schistes noirs avec *Ogygia Buchi* et *Trinucleus fimbriatus*.

(1) Clifton Ward, *Geol. Soc. of London*, 19 juin 1878.
(2) Hicks, *Geol. Soc. of London*, 2 déc. 1874.
(3) *Loc. cit.*

Digitized by Google

L'assise de Caradoc est surmontée par un ensemble de couches dont les fossiles offrent un mélange des types de la faune seconde avec ceux de la faune troisième. C'est l'assise de *Llandovery*, qui débute par des schistes, auxquels succède le *calcaire à pentamères* (*Pentamerus oblongus*) ou son équivalent, le *grès de May-Hill*, avec *Illœnus*, *Calymene*, *Trinucleus* et *Tentaculites annulatus*. Au dessus vient le *schiste de Tarannon*, dont les affinités avec l'étage bohémien sont plus nettement marquées. De cette façon, la série de Llandovery forme une zone de passage entre l'armoricain et le bohémien ; aussi quelques géologues ont-ils proposé de la considérer comme un étage *moyen* du système silurien. Cependant, d'après M. Barrande (1), les types de la faune seconde y prédominent assez pour qu'il n'y ait pas lieu de la distraire de l'étage armoricain.

Cette série a pour équivalents, dans le Cumberland, les *mudstones* avec *Monograptus colonus* et *Rastrites peregrinus*. Or justement, dans le Cardiganshire (Pays de Galles) où l'assise de Llandovery à 1000^{m} de puissance, les couches inférieures de cette assise ont fourni récemment des graptolithes, *Rastrites peregrinus*, *Monograptus turriculatus*, *Diplograptus palmeus*, etc. (2).

M. Hicks (3) a récemment découvert dans les grès de Corven, appartenant au Llandovery supérieur, des traces de végétaux, qui, considérés d'abord comme des algues, ont paru à M. Dawson (4) appartenir à la famille des gymnospermes. Ce sont les *Prototaxites* et *Pachytheca*. Avec eux se rencontrent des débris de plantes vasculaires, probablement lycopodiacées ; d'après M. Hicks, ces plantes offriraient une combinaison des caractères qui distinguent les genres carbonifères *Stigmaria*, *Sigillaria* et *Lepidodendron* (5) ; le même auteur leur applique le nom de *Beruynia*. Si ces déterminations peuvent être considérées comme définitives, il s'ensuivrait que les plantes terrestres ont apparu, en Europe, à la même époque qu'en Amérique, où on les rencontre sur un horizon qui correspond justement au Llandovery.

C'est à la faune troisième qu'appartient sans contestation possible le groupe des assises de Venlock et de Ludlow, si régulièrement développé dans le Shropshire (fig. 209) où MM. Davidson et Maw (6) lui assignent une épaisseur de 1400 à 1500^{m}.

L'ensemble débute par le calcaire de Woolhope, à *Illœnus Barriensis*, *Homalonotus delphinocephalus*, *Strophomena imbrex*, *Rhynchonella Wilsoni*, que surmontent les schistes de Wenlock, série puissante de plus de 600^{m}, dont la figure 209 indique les subdivisions. Les genres *Orthis*, *Cardiola*, *Orthoceras*, y sont associés aux trilobites. A cette série correspondent, dans le Cumberland, les *dalles de Coniston* avec *Monograptus colonus* et *M. bohemicus* ; ces schistes

(1) *Défense des colonies*, V, 1881.
(2) Keeping, *Quart. Journ. of the geol. Soc. of London*, XXXVII, p. 141.
(3) *Geol Soc. of London*, 25 mai 1881.
(4) *Geol. Soc. of London*, 16 nov. 1881.
(5) *Geol. Soc. of London*, 16 nov. 1881.
(6) *Geol. Magazine*, 1881, p. 106.

Digitized by Google

ont une épaisseur de 2000m et *Cardiola interrupta* y apparaît à trois reprises (1).

Au-dessus des schistes de Wenlock vient le *calcaire de Wenlock*, bien connu des collectionneurs sous le nom de *calcaire de Dudley*. C'est un calcaire subcris-

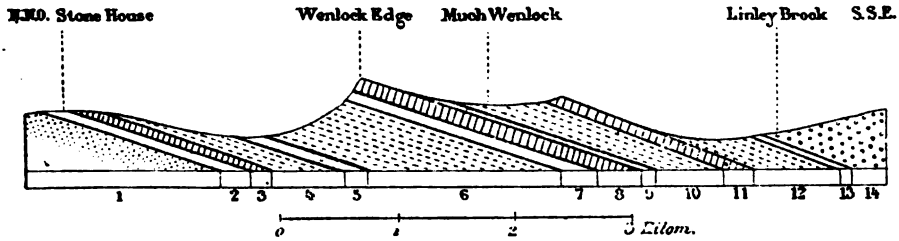

Fig. 209. — Coupe du silurien supérieur du Shropshire (d'après MM. Davidson et Maw). — 1, grès de Caradoc; 2, conglomérat de Llandovery; 3, calcaire à Pentamères; 4, schistes inférieurs de Wenlock; 5, couches de Buildwas; 6, schistes moyens de Wenlock ou couches de Coalbrook Dale. — 7, schiste supérieur de Wenlock ou couches de Tickwood; 8, calcaire de Wenlock; 9; schiste; 10, Ludlow inférieur; 11, calcaire d'Aymestry; 12, Ludlow supérieur; 13, couches de passage; 14, vieux grès rouge dévonien.

tallin, de 30m environ d'épaisseur, rempli de polypiers et de crinoïdes. On y trouve *Calymene Blumenbachi*, *Dalmanites caudata*, *Sphærexochus mirus*, *Homalonotus delphinocephalus*, *Pentamerus galeatus*, *Strophomena rhomboidalis*, *Atrypa reticularis*, *Meristella tumida*, *Nucleospira pisum*, *Retzia Salteri*, *Pseudocrinites*, *Cyathocrinus*, *Crotalocrinus*, *Favosites Gothlandica*, *Halysites catenularia*, *Omphyma turbinatum*, *Palæocyclus porpita*, etc.

L'*assise de Ludlow* termine le silurien d'Angleterre. Les schistes de Ludlow, gris et argileux, contiennent, avec des céphalopodes enroulés (*Phragmoceras ventricosum*, *Trochoceras*) et des orthocères (*O. ludense*), quelques graptolithes, *Ptilograptus anglicus*, *Monograptus ludensis* et un *Pteraspis*, le plus ancien des poissons fossiles connus.

Le *calcaire d'Aymestry*, argileux et subcristallin, facile à confondre avec celui de Wenlock, dont il contient de nombreuses espèces, est caractérisé par *Pentamerus Knighti*, *Lingula Lewisi*, *Rhynchonella Wilsoni*, *Atrypa reticularis*, *etc.* Il est recouvert par un grès gris micacé, à *Orthis elegantula*, var. *orbicularis* et *Athyris navicula*. Les graptolithes ne semblent pas dépasser le niveau du calcaire d'Aymestry.

C'est alors qu'apparaît le *grès de Downton*, dit aussi *Tilestone*, de couleur généralement rouge, lié au Ludlow par *Orthoceras bullatum*, *Bellerophon trilobatus*, *Chonetes lata*, *Platyschisma helicites*, *Lingula cornea* et contenant, à sa partie supérieure, une couche à ossements ou *bone-bed* qui n'a que 0m,10 d'épaisseur. Dans cette couche abondent les restes de poissons (*Onchus*, *Thelodus*, *Plectrodus*, *Pteraspis*) associés à de grands crustacés (*Pterygotus*, *Eurypterus*) et à des restes de plantes terrestres de la famille des *Lycopodiacées*. Dans la vallée de Linley

(1) *Geol. Magazine*, 1867, p. 356.

Digitized by Google

Brook, M. Randall (1) a signalé un second *bone-bed*, inférieur de plusieurs mètres au précédent et contenant *Onchus*, *Plectrodus* et *Ctenacanthus*.

Le grès de Downton est immédiatement recouvert par le *vieux grès rouge*, auquel il se rattache assez, par sa couleur, pour qu'on l'ait considéré, au début, comme une dépendance du système dévonien. C'est évidemment une couche de passage, dont les affinités dévoniennes, manifestées par les poissons, paraîtraient sans doute encore plus évidentes si la série dévonienne marine existait dans le Shropshire au-dessus du silurien.

Ajoutons que M. Lapworth (2) a proposé une division du silurien en deux systèmes, conformément au tableau suivant :

Système silurien.	Étage *Downtonien* (couches de passage et Ludlow supérieur). Étage *Salopien* (Aymestry, Ludlow inférieur, Wenlock). Étage *Valentien* (Tarannon, May-Hill, Llandovery).
Système ordovicien.	Étage de Caradoc. Étage de Llandeilo. Étage d'Arenig.

Écosse. — Dans le sud de l'Écosse, le système silurien affecte une manière d'être assez différente de celle qui le caractérise en Angleterre. Au-dessus d'un système de phyllades et de grès et schistes pourprés, avec annélides, on observe (3) une série dite de *Moffat*, formée de 100 mètres de grauwackes et de schistes foncés, contenant, à sa partie supérieure, un lit d'anthracite, et renfermant trois bandes de schistes à graptolithes des genres *Dicellograptus*, *Diplograptus*, *Climacograptus*, etc.

Cette série est couronnée par le *groupe de Gala*, puissant de plus de 3000 mètres, formé de grès, de schistes et de conglomérats, avec *Monograptus priodon*, *Rastrites Linnæi*, *Retiolites Geinitzi* et deux espèces de *Ceratiocaris*.

De l'autre côté de l'axe anticlinal de la contrée, on rencontre, directement superposé aux couches à annélides, le *groupe de Riccarton*, constitué par des grès et des phyllades avec un grand nombre de schistes charbonneux à graptolithes; les principaux fossiles sont : *Rhynchonella nucula*, *Orthoceras ibex*, *O. tenuicinctum*, *Monograptus priodon*, *M. colonus*, *Ceratiocaris*, *Pterygotus*.

Le classement des couches à graptolithes d'Écosse a été facilité par leur comparaison avec les zones analogues du silurien de Suède, qui fait partie de la même bande septentrionale que celui d'Écosse. MM. Lapworth et Linnarsson (4) ont pu établir que la série de Moffat se divisait en trois zones : à la base, la zone de *Glenkiln*, équivalent du Llandeilo supérieur; au milieu celle de *Hartfell*, qui correspond aux couches de Caradoc et de Bala ; enfin, au sommet, celle de *Birkhill*, équivalent du Llandovery. Ensuite viennent les couches de *Gala*, synchroniques des schistes de Tarannon et celles de *Riccarton*, correspondant au Wenlock.

(1) *Geol. Magazine*, 1873, p. 494.
(2) *Ann. and. Magaz. of nat. History*, 1879, pp. 245, 449.
(3) Lapworth et Wilson. *Geol. Magazine*, VIII, 456.
(4) *Geol. Magazine*, 1879, p. 29. — *Neues Jahrbuch*, 1880, I, p. 71.

Digitized by Google

Scandinavie. — De même que l'étage scandinavien, en Suède, est caractérisé par les schistes alunifères avec *Agnostus*, de même on peut dire que le silurien de la même contrée se fait remarquer par la fréquente répétition de schistes à graptolithes. Les travaux de M. Linnarsson (1), complétant ceux de M. Törnquist, ont permis d'établir avec une grande précision la suite des assises. On peut distinguer trois étages de schistes à graptolithes : 1° Les *schistes inférieurs*, verts et noirs et répondant à l'assise de Skiddaw; ils sont caractérisés par le genre *Phyllograptus*, associé à *Didymograptus*, *Tetragraptus*, *Dichograptus*, *Temnograptus*. 2° Les *schistes moyens*, caractérisés par le genre *Dicranograptus* et correspondant aux assises de Caradoc et de Bala. 3° Les *schistes supérieurs*, généralement gris, où prédominent les genres *Monograptus* et *Retiolites* et qui équivalent aux assises de Llandovery et de Wenlock.

Quant aux subdivisions des schistes, ainsi qu'aux assises qui séparent les trois étages, formant avec eux un ensemble dont l'épaisseur n'atteint pas 600 mètres, M. Linnarsson les établit conformément au tableau suivant :

Schistes supérieurs. . .	Zone à *Monograptus colonus* et *Cardiola interrupta*; schistes gris et verts, souvent calcaires. Zone à *Mon. testis*. Zone à *Retiolites*; avec *R. Geinitzi*, *Monograptus priodon*, *Cyrtograptus Murchisoni*. Zone à *Lobiferus*; schistes gris avec concrétions calcaires et schistes argileux à *Monograptus lobiferus*, *Rastrites peregrinus*.
	Schistes à Brachiopodes, zone à Pentamères. Schiste à *Trinucleus* Calcaire à *Chasmops* (*C. macroura*, *C. conicophthalma*).
Schistes moyens.	*g.* Zone à *Orthis argentea*. *f.* « « *Dicranograptus Clingani*. *e.* « « *Climacograptus Scharenbergi* *d.* « « *Diplograptus mucronatus*. *c.* « « *Glossograptus Hicksi*. *b.* « « *Didymograptus geminus*. *a.* « « *Phyllograptus typus*.
	Calcaire à Orthocères (*O. vaginatum*), avec *Megalaspis*, *Asaphus expansus*, *Illænus crassicauda*.
Schistes inférieurs. . . .	Schistes à *Phyllograptus* et couches à *Ceratopyge*.

Tandis que, pour MM. Linnarsson et Lapworth (2), la zone *e* des schistes moyens représente l'assise de Glenkiln, les zones *f* et *g* correspondant aux schistes de Hartfell, les schistes à brachiopodes et la zone à *Lobiferus* équivaudraient aux schistes de Birkhill, c'est-à-dire à la base du Llandovery (3). Ce serait donc dans la zone à *Retiolites* qu'il conviendrait de chercher l'équivalent des couches de Tarannon, c'est-à-dire du début de la faune troisième.

Au-dessus des schistes supérieurs à graptolithes s'observe, en Scandinavie, le calcaire à *Orthoceras cochleatum*, avec schistes subordonnés, contenant *Calymene tuberculata*, *Cyrtina exporrecta*, *Nucleospira pisum*, *Phragmoceras ventricosum*, *Tentaculites ornatus* et divers crinoïdes, c'est-à-dire une faune semblable

(1) *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* IV. — *Neues Jahrbuch*, 1880, I, p. 71.
(2) *Geol. Magazine*, 1879, p. 29.
(3) Barrande, *Défense des colonies*, V, 1881.

Digitized by Google

à celle de Ludlow. Du reste, c'est sur l'horizon du Ludlow supérieur que M. Lundgren place le grès de Ramsasa et d'Ofvedkloster en Scanie, qui contient *Tentaculites tenuis*, *Beyrichia Buchi*, *Grammysia cingulata*, *Chonetes striatella*, *Lingula minima*.

Dans l'île de Gothland, l'assise de Wenlock est représentée par des types identiques avec ceux du Shropshire, tant au point de vue des espèces fossiles qu'à celui de la gangue qui les entoure.

Dans la classification d'Angelin, l'étage des schistes inférieurs à graptolithes portait le nom de *Regio Ceratopygorum*. Celui de *R. Asaphorum* désignait le calcaire à orthocères, au-dessus duquel venaient successivement *R. Trinucleorum*, *R. Harparum* et *R. Cryptonomorum*.

En Norvège, aux environs de Christiania, la série des assises siluriennes se déroule, d'après M. Kjerulf (1), dans l'ordre suivant :

Étage bohémien.
- 9. 280m de grès.
- 8. 100m de conglomérat.
- 7. 250m de schistes marneux et de calcaires
  - B avec *Calymene tuberculata*, *Phragmoceras ventricosum*, *Orthoceras cochleatum*.
  - A avec *Illænus Barriensis*, *Orthoceras canaliculatum*, *Monograptus tudensis*.
- 6. 38m de schiste marneux rouge et vert.
- 5. 85m de calcaire à polypiers et à pentamères, avec *Pentamerus oblongus*, *P. lævis*, *Strophomena rhomboïdalis*, *Favosites fibrosa*, *F. Gothlandica*.

Étage armoricain.
- 4. 46m de grès calcaire à *Rhynchonella diodonta*, *Leptæna transversalis*, *Orthis biforata*.
- 3. 200m de schistes marneux et calcaires à ciment avec *Trinucleus Wahlenbergi*.
- 2. Schistes à graptolithes, couronnant 80m de calcaire à *Orthoceras vaginatum* et *Asaphus expansus*.
- 1. 30m de schistes foncés à *Didymograptus geminus*, *Diplograptus folium*, *Monograptus tenuis*. — Niveau des *Ceratopyge forficula* et *Megalaspis grandis*.

Russie. — Le système silurien occupe en Russie une surface considérable. Depuis Saint-Pétersbourg il s'étend à l'ouest, par l'Esthonie et la Livonie, jusqu'aux îles de Dagoë et d'Œsel et à l'est jusqu'au lac Ladoga.

Ce qui est très remarquable, c'est que les couches y sont presque absolument horizontales et ne sont guère formées que d'argiles, de sables meubles, de schistes bitumineux et de calcaire argileux, en sorte que leur constitution pétrographique les fait ressembler aux sédiments les plus récents. Au contraire, dans l'Oural, le silurien est à la fois disloqué et métamorphique.

L'étage armoricain est représenté par des schistes foncés à graptolithes et un grès vert à conodontes, que surmonte, par l'intermédiaire d'un calcaire glauconieux, épais de 3 mètres, le calcaire à *Orthoceras vaginatum* (5 à 12 mètres), avec *Asaphus expansus*, *Calymene*, *Lituites*, *Echinosphærites aurantium*. Ce calcaire à orthocères est aussi connu sous le nom de *Pleta*.

L'étage bohémien aurait pour équivalents le calcaire à pentamères (*P. oblongus*) de Livonie et d'Esthonie, ainsi que les dolomies et calcaires à polypiers d'Œsel avec *Calymene Blumenbachi* et autres fossiles de Wenlock.

(1) *Geologie des mittleren Norwegen*, 1880, p. 65.

Digitized by Google

Le silurien supérieur est représenté, dans les îles d'Œsel, de Dago et de Moen, par un calcaire cristallin, avec lits de calcschistes, contenant plusieurs des fossiles de Ludlow: c'est là qu'apparaissent, comme en Angleterre, les poissons cuirassés, *Cephalaspis* et *Onchus*.

§ 3

LE SYSTÈME SILURIEN DANS L'EUROPE CENTRALE

Bohême. — Le système silurien de la Bohême (1), lorsqu'on en retranche, pour les rattacher au cambrien, les couches qui contiennent la faune primordiale, se compose de deux étages: l'un, qui correspond à l'armoricain, est l'étage D de M. Barrande, renfermant la *faune seconde;* l'autre, celui que nous avons appelé *bohémien*, est constitué par les étages E, F, G, H, dont les zones fossilifères forment par leur ensemble la *faune troisième*. La figure 210 fait connaître, d'après l'auteur

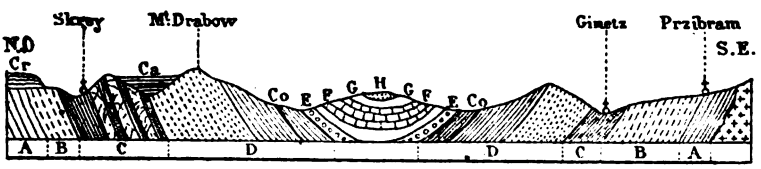

Fig. 210. Coupe résumée du bassin silurien de la Bohême (d'après Barrande). — A, B, schistes et grauwackes azoïques; C, schistes à faune primordiale; D, grès et schistes de la faune seconde; E, F, G, H, étages successifs de la faune troisième; Co, colonies; Ca, terrain carbonifère; Cr, terrain crétacé.

du *Système silurien de la Bohême*, la disposition générale des couches en forme de cuvette. Si ce bassin n'occupe qu'une surface insignifiante, (car le grand axe de l'ellipse qu'il couvre est de 148 kilomètres et le petit axe de 50 kilomètres environ), du moins la série des couches est puissante et la richesse de la faune remarquable; car dès 1877 M. Barrande y comptait déjà plus de 3000 espèces.

Faune seconde. Etage D. — Cet étage comprend cinq bandes distinctes, qui sont, de haut en bas:

d_5 Schistes gris jaunâtres et quartzites à *Calymene declinata*, *Ampyx Portlocki*, *Dalmanites Phillipsi*, *Illœnus Wahlenbergi*, *Bellerophon grandis*, *Strophomena nuntia* (localités : Kœnigshof, Leiskov, Gross Kuchel).

d_4 Schistes très micacés à *Calymene incerta*, *Asaphus nobilis*, *Illœnus Salteri*, *Acidaspis Buchi*, *Conularia bohemica* (loc. Zahorzan, Lieben, etc).

d_3 Schistes noirs feuilletés fossilifères et quartzites à *Trinucleus ornatus*, *Dionide formosa*, *Beyrichia Bohemica* (loc. Vinice, Trubin).

d_2 Grès quartzeux jaunes du Mont Drabow, de Vesela et de Praskoles, avec *Dalmanites socialis*, *Trinucleus Goldfussi*, *Calymene pulchra*, *Orthis redux*, *Conularia rugosa*, *C. anomala*.

d_1 Schistes argileux noirs, fissiles, micacés, avec nodules siliceux fossilifères, à *Calymene Aragoi*, *Trinucleus Reussi*, *Placoparia Zippei*, *Redonia Deshayesi*, *Orthis socialis*, *Bellerophon bilobatus* (loc. Vosek, Santa Benigna).

Aucune de ces espèces n'était connue dans la faune primordiale de Bohême.

La bande d_1 est assez complexe. M. Barrande y distingue, à la base, une zone $d_1\alpha$, à l'état de grès ou de conglomérat, contenant *Lingula Feistmanteli*. Ensuite

(1) Voir les travaux si développés de M. Barrande sur le bassin de la Bohême.

Digitized by Google

vient la zone $d_1\beta$, avec *Lingula*, *Discina*, *Orthis desiderata*, *Amphion*, c'est-à-dire des fossiles du cambrien supérieur d'Angleterre (1). Enfin, dans la zone $d_1\gamma$, M. Krejci a mentionné la présence de *Didymograptus Suessi*, qui semblerait établir une certaine connexion entre cet horizon et la base de la faune seconde de la Grande-Bretagne. D'après cela, il ne serait pas impossible qu'une portion de d_1 dût être rangée avec la partie supérieure du système cambrien.

Vers le sommet de l'étage D et surtout dans la bande d_5 apparaissent, des deux côtés du bassin, des couches schisteuses qui semblent régulièrement intercalées dans les grès et où se montre une faune que caractérisent surtout les graptolithes. Près de 83 pour 100 des espèces fossiles de ces couches appartiennent à la faune troisième (2). M. Barrande considère ces intercalations comme des *colonies*, c'est-à-dire comme le résultat d'une migration momentanée des espèces de la faune troisième, déjà développée hors de la Bohême et destinée à s'y implanter définitivement plus tard. Les espèces caractéristiques des colonies sont *Monograptus colonus*, *M. priodon*, *M. Rœmeri*, *Cardiola interrupta*, *Arethusina Koninckı*, *Sphærexochus mirus*. Plusieurs géologues ont tenté d'expliquer le fait des colonies par des dislocations qui auraient amené quelques parties de l'étage E au milieu des assises de D en concordance apparente (3). Leurs conclusions ont été nettement repoussées par M. Barrande (4), qui a insisté non seulement sur la régularité de l'intercalation, au milieu des quartzites, des schistes à graptolithes coloniaux, mais sur la forme généralement lenticulaire de ces gisements. A l'objection fondée sur ce que les graptolithes n'auraient apparu, dans la bande silurienne septentrionale, qu'avec la faune troisième (5), de telle sorte qu'il serait impossible de chercher au nord le centre primitif de leur développement, M. Barrande a répondu que les graptolithes des colonies de Bohême sont ceux de la série de Moffat en Écosse et spécialement ceux des schistes de Birkhill, lesquels occupent le sommet de l'étage armoricain et paraissent justement correspondre à la bande d_5. L'apparition normale des graptolithes aurait donc eu lieu en Écosse et en Scandinavie plus tôt qu'en Bohême, et les colonies de cette dernière contrée auraient pu être peuplées par migration d'espèces originaires du bassin septentrional. Il est remarquable que l'apparition des colonies graptolithiques dans d_5 soit accompagnée de coulées de diabase, également caractéristiques de la base de l'étage E.

Faune troisième. Étage E. — L'étage E, dont la puissance varie entre 100 et 300 mètres, se compose de deux bandes: la bande inférieure e_1, puissante de 60 mètres et formée de schistes à graptolithes, avec coulées de diabase intercalées; et la bande supérieure e_2, consistant en un calcaire fétide et cristallin, qui commence à apparaître sous la forme de sphéroïdes au milieu des schistes sous-jacents.

(1) Marr, *Quarterly Journal of the geol. Soc. of London*, 1880, p. 591.
(2) Barrande, *Défense des colonies*, IV, p. 129.
(3) Voir notamment Marr, *loc. cit.*
(4) *Défense des colonies*, IV, 1870, V, 1881.
(5) Linnarsson, *Geol. Magazine*, 1878, p. 277.

Digitized by Google

Dans les schistes de e_1, développés à Kuchelbad et à Butowitz, abondent les *Monograptus priodon*, *M. Rœmeri*, *M. turriculatus*, *M. colonus*, *Retiolites Geinitzi*, *Diplograptus palmeus*, tandis que les sphéroïdes contiennent des céphalopodes des genres *Cyrtoceras*, *Trochoceras* et *Orthoceras*.

C'est surtout dans la bande e_2, à Lochkow et Kosorz, que la faune est particulièrement riche. Les trilobites y sont représentés par *Arethusina Konincki*, *Proetus venustus*, *Phacops fecundus*, *Calymene Baylei*, ainsi que par les genres *Lichas*, *Cyphaspis*, *Acidaspis*, *Illœnus*, *Cromus*, *Cheirurus*, *Sphærexochus*. Une foule de brachiopodes, des genres *Strophomena* (*S. rhomboidalis*), *Leptæna*, *Atrypa* (*A. navicula*), *Pentamerus* (*P. Knighti*), *Rhynchonella*, *Spirifer*, *Orthis*, y sont associés à un nombre non moins grand de céphalopodes; parmi ces derniers apparaissent les nautiles avec *Nautilus Sternbergi*. Les *Trochoceras*, *Cyrtoceras*, *Gomphoceras*, *Phragmoceras*, sont communs; mais la prédominance appartient aux Orthocères, depuis les grandes espèces comme *Orthoceras socium* jusqu'à celles de dimensions moyennes comme *O. Bohemicum*. Quant aux lamellibranches, ils sont représentés par les genres *Lucina*, *Mytilus*, *Antipleura*, *Avicula* et surtout *Cardiola*, notamment *C. interrupta*. Enfin les *Favosites*, *Halysites*, *Lobolithus*, *Omphyma* témoignent du développement qu'avaient alors acquis les rayonnés.

En résumé, la faune de l'étage E est la plus riche de toute la Bohême et celle qui présente le maximum de développement en genres et en espèces. Il suffira de dire que les espèces de céphalopodes y sont au nombre de 400 et celles de trilobites au nombre de 183.

L'*Étage F*, dont la puissance est de 100^m, débute, à Lochkow et à Dvoretz, par un calcaire noir fétide f_1, à *Bronteus umbellifer*, *Spirifer Nerei*, *Tentaculites intermedius*, auquel succède un calcaire blanc f_2, parfois siliceux, soit en masse, soit sous forme de rognons de chert. C'est le calcaire de Konieprus et de Mnienian, qui contient 88 espèces de trilobites, parmi lesquelles *Harpes venulosus*, *Phacops fecundus*, *Bronteus palifer*, etc. Les céphalopodes sont peu nombreux, mais s'enrichissent d'un nouveau genre, celui des *Goniatites*. Cette époque est celle de l'apogée des brachiopodes (*Atrypa reticularis*, *A comata*, *Rhynchonella Eucharis*, *Pentamerus galeatus*, *Spirifer secans*, *Leptœna Verneuili*, *Orthis palliata*, etc.).

L'*Étage G* se divise en trois assises :

A la base, un calcaire noduleux g_1, dont les nodules contiennent de remarquables trilobites, *Dalmanites Hausmanni*, *D. auriculata*, *Phacops fecundus*, var. *degener*, *P. cephalotes*, *Bronteus Brongniarti*, *Cheirurus Sternbergi*, associés à *Orthoceras Midas* et *Favosites Bohemica*. (Hlubocep, Chotecz, etc.)

Au milieu, un schiste argileux g_2, avec sphéroïdes calcaires, à *Goniatites fecundus* et *Tentaculites ornatus*.

Au sommet, un calcaire argileux g_3 à nodules marneux, où abondent les goniatites, *Goniatites plebeius*, *G. Bohemicus*, etc., avec *Phragmoceras comes*, *Hercoceras mirum* et *Cardiomorpha fortis*.

Digitized by Google

Un poisson, *Ctenacanthus Bohemicus*, qui avait commencé à se montrer dans l'étage F, devient caractéristique de l'étage G.

L'*Étage H*, à Hostin et Hlubocep, est formé d'un schiste argileux h_1 à fucoïdes, surmonté par des schistes et quartzites h_2, que couronnent des schistes argileux h_3. La faune en est peu riche et comprend, dans h_3 seulement, les genres *Proetus*, *Phacops*, *Orthoceras*. On remarque dans cet étage une petite couche de houille.

Thuringe et Hartz. Bavière. — La composition du système silurien dans la Thuringe est exprimée par le tableau suivant :

Étage bohémien.	Schistes à *Tentaculites* et couches à *Nereites*, avec *Phacops*, *Harpes*, *Beyrichia*.
	Calcaire noduleux, contenant des restes de *Ctenacanthus*, avec *Tentaculites acuarius* et *Favosites Gothlandica*.
	Schistes supérieurs à *Graptolithes* (*Monog. colonus*, *Retiolites*).
	Calcaire à *Cardiola interrupta* avec *Orthocères*.
Étage armoricain.	Schiste siliceux et alunifère avec *Monograptus* et *Rastrites*.
	Schistes à minerais de fer et Quartzites (600m) contenant *Calymene*, *Asaphus marginatus*, *Discina rediviva*, *Obolus*, *Echinosphærites*.

La partie supérieure de cet ensemble se relie assez intimement au système dévonien; on y remarque notamment un polypier, *Pleurodictyum Lonsdalei*, précurseur du *P. problematicum* dévonien.

Les deux horizons de graptolithes, séparés l'un de l'autre par la zone à *Cardiola interrupta*, se poursuivent (1) en Saxe et dans le Fichtelgebirge.

L'étage bohémien existe seul au Hartz, où l'on observe la série qui suit :

4. *Schistes de Zorge*, avec plantes fossiles indéterminables.
3. *Schistes siliceux principaux*, sans fossiles.
2. *Schistes de Wied*, schistes argileux avec quartzites et calcaires, à *Dalmanites*, *Goniatites*, *Spirifer* et *Graptolithes*.
1. *Grauwacke de Tanne*, avec restes de végétaux lycopodiacés.

Tout cet ensemble paraît se placer sur le même niveau que les étages F, G et H de la Bohême. Comme en Thuringe, on y observe des poissons du genre *Ctenacanthus*, et un *Pleurodictyum*. Les trilobites appartiennent aux genres *Harpes*, *Proetus*, *Cyphaspis*, *Phacops*, *Acidaspis*, *Bronteus*. Sur 96 espèces fossiles, 5 seulement sont dévoniennes et 18 sont connues dans le silurien supérieur, spécialement celui de la Bohême.

Si, en Bohême, la faune seconde est nettement séparée de la faune primordiale, il n'en est pas de même en Bavière, où les environs de Hof, situés à moins de 140 kilomètres de ceux de Prague, offrent un mélange des formes primordiales *Conocephalites*, *Olenus*, *Agnostus*, avec les formes siluriennes *Asaphus*, *Calymene* (*Tristani*), *Lichas*, *Cheirurus*. Ces circonstances sont celles qui caractérisent les assises supérieures de Tremadoc ainsi que le groupe de Québec. Par conséquent, malgré la proximité de la Bohême, le bassin de Hof, séparé sans doute de celui de Prague par une barrière de roches primitives, faisait partie de la grande bande septentrionale qui comprenait la Scandinavie, l'Angleterre et le Canada.

(1) Gümbel, *Neues Jahrbuch*, 1878, p. 292.

Digitized by Google

§ 4

TYPES FRANÇAIS DU SYSTÈME SILURIEN

Normandie. — Le système silurien affleure en de nombreux points de la Normandie et de la Bretagne ; mais le plus souvent les couches y sont affectées de dislocations compliquées, qui pendant longtemps ont rendu assez obscur l'ordre réel de succession des assises.

C'est près de la limite commune de l'Armorique et du Cotentin, aux environs de Domfront, que cette succession peut le mieux être étudiée (1). On y observe de bas en haut, en se dirigeant vers le Calvados, la série suivante (fig. 211).

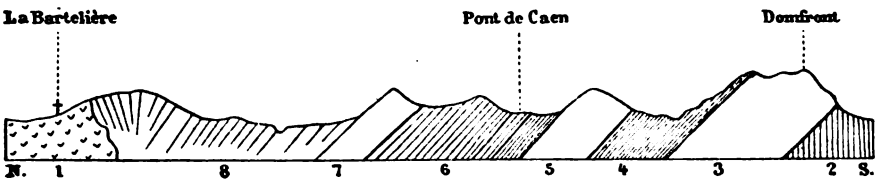

Fig. 211. Coupe nord-sud à travers le massif silurien de Domfront (d'après M. J. Michel). — 1, Granite; 2, schistes cambriens; 3, grès armoricain; 4, schistes à calymènes; 5, grès de la Haute-Chapelle; 6, schistes et grès alternants; 7, grès culminant; 8, schistes ampéliteux

1° Grès armoricain; 2° schistes à calymènes ; 3° grès de May et schistes subordonnés; 4° schistes et calcaires ampéliteux à graptolithes.

1. Le *grès armoricain*, ainsi nommé par M. Marie Rouault en raison du développement considérable qu'il prend en Bretagne, forme la remarquable chaîne de grès qui s'étend comme une muraille depuis Bagnoles-de-l'Orne jusqu'à Mortain, où ce grès, soulevé par une faille et plongeant rapidement au nord, repose sur les tranches généralement verticales des phyllades cambriens. A l'extrémité occidentale de la chaîne, à Mortain, le grès armoricain, coupé par plusieurs systèmes de cassures, donne naissance aux pittoresques rochers de la vallée de la Cance.

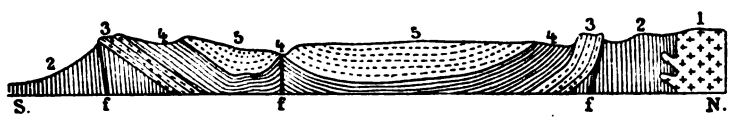

Fig. 212. Coupe dirigée du sud au nord, à travers le bassin silurien de Mortain, à peu près suivant l'axe de la vallée de Bourberouge. — 1, granite; 2, phyllades; 3, grès armoricain; 4, schistes à calymènes; 5, grès de May; fff, failles.

Dans l'intervalle, à Domfront et à Bourberouge, sa masse est coupée à pic par deux gorges profondes, qui permettent d'en mesurer l'épaisseur, supérieure à 60 mètres et dont la dernière se prolonge au nord par une vallée où l'on peut relever la coupe de la figure 212.

Le grès est généralement blanchâtre, le plus souvent dur et compact, comme un véritable quartzite et fournissant un excellent caillou d'empierrement, rarement

(1) J. Michel, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XVII, p. 698.

Digitized by Google

sableux, mais parfois, surtout à l'est, mélangé de veines argileuses ou micacées. A Mortain, la base du grès, en contact avec le granite, laisse voir une sorte d'arkose contenant des fragments de lydienne noire.

Deux sortes de fossiles dominent dans le grès armoricain : les *Bilobites*, abondants à Bagnoles et les *Tigillites*, spécialement *T. Dufrenoyi*, dont les longs tubes cylindriques, perpendiculaires à la stratification, sont partout visibles à la partie supérieure de la masse entre Domfront et Mortain. Les Bilobites les plus fréquents sont *Cruziana furcifera*, *C. Prevosti*, *C. Bagnolensis*. On trouve aussi dans ce grès des lingules (*Lingula Lesueuri*).

A la partie supérieure du grès, dans l'Orne, M. de Tromelin (1) a signalé un trilobite, *Asaphus Armoricanus*. Cette circonstance, ainsi que la parfaite concordance du grès avec les schistes à calymènes, ont engagé les auteurs à ranger le grès armoricain dans la faune seconde. Il faut reconnaître toutefois qu'en Armorique et dans la Sarthe la concordance n'est pas moindre entre le grès armoricain et les schistes rouges cambriens, avec lesquels les premières couches du grès alternent. Cette assise pourrait donc représenter quelque chose d'analogue au groupe de Québec des Américains, ou aux couches d'Arenig des Anglais, c'est-à-dire une zone de passage entre le cambrien et le silurien.

II. Sur le grès et en absolue concordance avec lui repose l'assise des *schistes à calymènes*. Elle débute par une couche de minerai de fer hydroxydé qui, séparée du grès par quelques mètres de schistes durs, a rarement plus de 2m d'épaisseur; c'est celle qu'on a exploitée à Bourberouge, près de Mortain. Le minerai de fer est intimement lié au grès, dont la partie culminante présente souvent, pour ce motif, des colorations d'un rouge vif qui contrastent avec la blancheur habituelle du reste de la masse. Les schistes proprement dits sont terreux, d'un gris bleuâtre, parfois presque noirs. Leur faune est assez riche. Elle comprend, à Domfront et à Mortain :

Calymene Tristani, *C. Aragoi*, *Dalmanites Micheli*, *D. Phillipsi*, *Asaphus nobilis*, *Ogygia glabrata*, *Illœnus giganteus*, *Primitia*, *Orthoceras*, *Hyolites*, *Conularia*, *Bellerophon*, *Redonia*, *Ctenodonta*, *Orthis Budleighensis*, *Didymograptus Murchisoni* et des crinoïdes.

Les schistes à *Calymene Tristani* se retrouvent dans la partie septentrionale du Cotentin, notamment à Brix. Il est probable qu'il convient d'y rapporter le grès à Calymènes des Moitiers d'Allonne, qui représenterait ainsi un facies sableux des schistes de Mortain. Ce grès renferme, avec *Calymene Tristani*, *Homalonotus Vieillardi*, *Ascocrinus Barrandei* et des graptolithes.

III. A Bourberouge et mieux encore à la Haute Chapelle, en face de Domfront, on peut constater la superposition directe aux schistes à Calymènes d'une puissante assise de grès, en couches beaucoup plus minces que le grès armoricain, parfois même en plaquettes psammitiques et offrant des colorations rouges et grises bien plus tranchées. Cette assise n'est pas fossilifère entre Domfront et

(1) *Assoc. française*, session du Havre, 1877, p. 496.

Digitized by Google

Mortain; mais on ne peut douter de son identité avec le grès de May et de Jurques, dans le Calvados, qui contient *Dalmanites incertus*, *Homalonotus Brongniarti*, *H. Vicaryi*, *Conularia pyramidata*, *Orthoceras*, *Orthis redux* var. *Budleighensis*, et des bivalves des genres *Orthonota*, *Modiolopsis*, etc.

Aux environs de Falaise, on peut constater, à Potigny-Soumont (1), que le grès contenant les fossiles de May repose sur les schistes à *Calymene Tristani*, couronnant eux-mêmes le grès armoricain à *Tigillites*.

A la masse principale du grès sans fossiles succèdent à Domfront, vers le hameau du Pont-de-Caen, des couches alternatives de schiste et de grès en minces plaquettes, que couronne un nouveau massif de grès en couches minces, offrant les mêmes colorations que la masse exploitée à la Haute Chapelle. Cet ensemble est sans fossiles et les schistes, mal représentés aux environs de Mortain, paraissent acquérir de plus en plus d'importance vers l'Est.

IV. Le grès culminant dont il vient d'être question est couronné à son tour par des schistes argileux non cristallins, violacés, se débitant en menus morceaux à surfaces très planes, et souvent assez chargés de matières charbonneuses pour passer à l'état d'*ampélites*. On y observe des graptolithes (*Monograptus colonus*, *M. priodon*, *Diplograptus folium*) et des moules d'*Orthoceras* ainsi que de *Cardiola*. Ces mêmes ampélites, difficiles à voir en place à cause de la facilité avec laquelle leurs éléments s'altèrent à l'air, se retrouvent près de Lonlay-l'Abbaye et de Saint-Sauveur-le-Vicomte, ainsi qu'à Vretot. Dans cette dernière localité, les fossiles abondent à la surface de boules dures à structure concentrique, disséminées au milieu de l'ampélite schisteuse.

A Feuguerolles, dans le Calvados, cette zone a pour équivalent un système de schistes non ampéliteux avec *Palasterina* et traces analogues aux *Nereites*, que surmonte le *calcaire ampéliteux* bien connu par ses fossiles. Ce calcaire, qui se présente plutôt en lentilles qu'en couches, renferme des Orthocères (*Orthoceras originale*, *O. styloideum*, *O. subannulare*, *O. lancea*, etc.) avec des graptolithes (*Monograptus priodon*, *Retiolites Geinitzi*) et la *Cardiola interrupta*, ainsi que des polypiers et des crinoïdes, tels que *Scyphocrinites elegans*. Ces fossiles sont ceux de la faune troisième; les calcaires ampéliteux appartiennent donc certainement à l'étage bohémien. Quant aux schistes, il semble qu'il y ait lieu de les considérer comme l'équivalent du Llandovery anglais; de la sorte, ils formeraient le dernier terme de la faune seconde.

A Saint-Nicolas-des-Bois, dans l'Orne, on retrouve encore cette assise sous la forme de schistes à nodules calcaires noirs avec *Bolbozoe*, *Orthoceras*, crinoides.

Armorique. — La succession des assises siluriennes dans la partie orientale de l'Armorique, exprimée par la figure 213, est conforme à l'ordre établi pour la Normandie.

Le grès armoricain, intimement lié par sa base aux schistes rouges, offre de

(1) Morière, *Assoc. française*, session de Montpellier, 1881, p. 665.

Digitized by Google

nombreux bilobites (*Cruziana rugosa*, *C. furcifera*, *C. Lyelli*, *C. Prevosti*, *Fræna*, etc.) ainsi que des *Tigillites* (*T. linearis*), *Vexillum*, *Dædalus*, *Lumbricaria*, avec des lingules (*L. Lesueuri*, *Dinobolus Brimonti*), et des acéphalés (*Lyrodesma armoricana*,| *Modiolopsis Cailliaudi*, *Ctenodonta Costæ*, *Orthonota Lebescontei*).

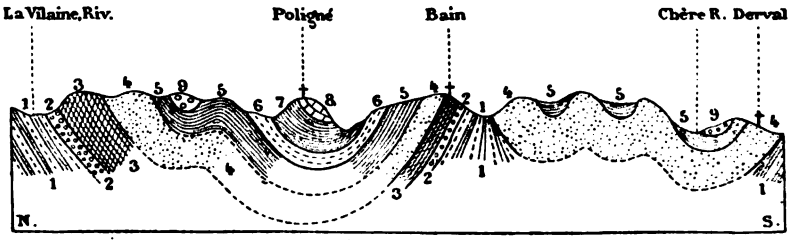

Fig. 213. Coupe nord-sud entre Rennes et Nantes (d'après M. Lebesconte). — 1, schistes de Rennes; 2, poudingue; 3, schistes rouges; 4, grès armoricain: 5, schistes à calymènes; 6, grès de la Couyère; 7, schistes à trinucles; 8, grès et ampélites; 9, grès à sphéroïdes.

Les gisements fossiliferes de ce grès sont situés à Sion, Pontréan, Châteaubriant, Malestroit, etc. A Sion, les assises supérieures du grès, devenues ferrugineuses, renferment *Asaphus armoricanus*. A Coatquidam, dans le Morbihan, la partie moyenne du grès armoricain est assez chargée d'oxyde de fer pour donner un véritable minerai.

Le système schisteux superposé au grès armoricain débute en général par une zone ferrugineuse, souvent constituée à l'état de véritable minerai de fer. Le minerai peut être de l'oligiste, de l'hématite, de la limonite, de la chamoisite (Sainte-Brigide près Salles en Morbihan); de la magnétite (Salles et Quintin, des Côtes-du-Nord), du carbonate de fer (La Chouanière). Quand cette zone est fossilifère, comme à Laillé, près de Sion, elle renferme *Placoparia Zippei*.

Au-dessus viennent les schistes à calymènes, fissiles, parfois ardoisiers, comme à Vitré, légèrement micacés, fréquemment pyriteux, dont la couleur dominante est le bleu foncé ou le noir, parfois le gris jaunâtre. A la partie supérieure de ces schistes se développent des nodules argilo-siliceux très fossilifères; c'est ainsi qu'à Bain, Guichen et la Hunaudière on peut recueillir de bons exemplaires de *Calymene Tristani* et de toutes les autres espèces de la même zone. Nous ajouterons, à celles qui ont déjà été énumérées, *Calymene Salteri*, *C. pulchra*, *Cheirurus Guillieri*, *Primitia*, *Lituites*, *Endoceras* et *Bythotrephis sionensis* (1).

Les ardoises de la Couyère paraissent occuper la partie supérieure de l'étage des schistes à calymènes.

Le grès de May aurait pour équivalents en Bretagne les grès de Saint-Germain-sur-Ille, de la Bouexière, de Martigné, de Thourie et de la lande de Baugé, avec *Calymene Bayani*, *Trinucleus Goldfussi*, *Dalmanites incertus*, *Pseudarca typa*, *Modiolopsis Heberti*, *Cornulites confertus*, *Diplograptus Baylei*, *Orthis redux*, *O. Budleighensis*. Ces grès contiennent encore des *Tigillites*. On retrouve le même horizon à Renazé, dans la Mayenne.

(1) Voir les listes de M. de Tromelin, *Assoc. française*, session de Nantes, 1875.

Digitized by Google

Au-dessus des grès à *Calymene Bayani*, MM. de Tromelin et Lebesconte placent les schistes de Riadan, de Coësmes et de Renazé, caractérisés par les trilobites du genre *Trinucleus*, et spécialement par *T. Pongerardi* et *T. ornatus*. A ce niveau apparaissent *Acidaspis Buchi*, *Illœnus Beaumonti*, *Ampyx*.

Aux environs de Rennes et de Poligné, on observe un grès sans fossiles, que surmontent les schistes ampéliteux de Poligné et de la Ménardaie, avec *Monograptus colonus*. Quant à l'assise de Feuguerolles, elle existe à Martigné-Ferchaud et à Thourie (1), dans des sphéroïdes épars au milieu d'une argile gréseuse noirâtre. On y trouve notamment *Monograptus priodon* et *Cardiola interrupta*.

Il existe à Erbray, dans la Loire-Inférieure, un massif calcaire dont la base, blanchâtre et presque crayeuse, contient *Calymene Blumenbachi*, *Phacops fecundus*, *Harpes venulosus*, tandis que la partie supérieure, formée d'une roche bleuâtre et subcristalline par suite de l'abondance des entrines, renferme des espèces qui sembleraient établir le passage du silurien au dévonien. Le calcaire blanc d'Erbray devrait donc être mis sur le même niveau que l'étage F de Bohême et représenterait tout ce qu'il y a de plus haut dans le silurien français.

Dans le Finistère, le grès armoricain se présente sous la forme du *Grès blanc des montagnes Noires*, à *Tigillites* (*Scolithus*) *linearis*. M. Ch. Barrois (2) y distingue, à la base, un grès dur homogène, sans fossiles, dit Grès du Grand-Gouin; par-dessus, 40 mètres de schistes intercalés, également sans fossiles, visibles à l'anse de Portnaye; enfin 80 mètres de grès blanc, dit du Toulinguet, à *Tigillites*. Ce grès, plus micacé que les précédents, est l'équivalent du grès de Coat-Quidam, dans le Morbihan.

Les schistes à calymènes s'observent sous une assez grande épaisseur à Morgat, Dinan, Camaret, Dinéault. Ils sont caractérisés par *Calymene Tristani*, avec *Dalmanites Phillipsi*, *Ogygia glabrata*, *Orthis Berthoisi*, *Didymograptus*, etc.

La même assise se retrouve à Malestroit (Morbihan), où elle est remarquable par le nombre et la taille des trilobites (*Calymene*, *Lichas*, etc.).

Le silurien supérieur paraît être très rudimentaire dans la Bretagne occiden-

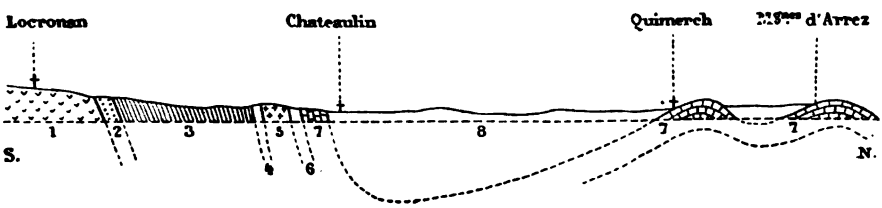

Fig. 214. Coupe sud-nord à travers le bassin silurien du Finistère (d'après M. Ch. Barrois). — 1, granite; 2, gneiss; 3, phyllades de Douarnenez; 4, poudingues et schistes rouges; 5, grès armoricain; 6, schistes de Morgat; 7, schistes et quartzites de Plougastel; 8, terrain dévonien.

tale. On l'observe surtout dans la presqu'île de Crozon, sous la forme d'un calcaire, dit calcaire de Rosan (3), avec *Orthis elegantula*, *O. actoniæ*, qui lui-même

(1) Tromelin et Lebesconte, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 502.
(2) Ch. Barrois, *Ann. de la Soc. géol. du nord*, IV, p. 38.
(3) Ch. Barrois, *Ann. de la Soc. géol. du Nord*, VII, p. 259.

Digitized by Google

repose sur une assise de schistes à nodules calcaires avec *Cardiola interrupta*. Ces schistes à leur tour sont séparés du grès blanc à *Scolithus* par une assise de schistes alunifères à *Monograptus colonus*, visibles à Dinan et à Dinéault (1). Ailleurs les schistes à calymènes supportent directement les schistes et quartzites de Plougastel, base du système dévonien (fig. 214).

Anjou. Maine. — Aux environs d'Angers, le système silurien, dont la figure 215

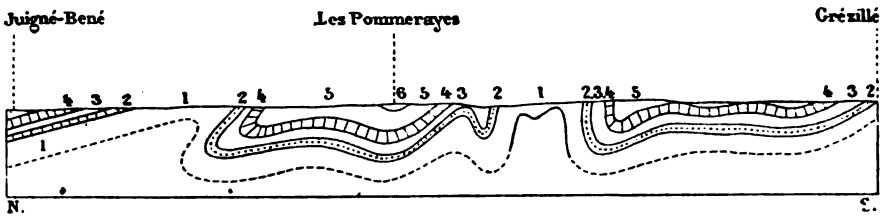

Fig. 215. Coupe du silurien aux environs d'Angers (d'après M. H. Hermite). — 1, schistes inférieurs; 2, minerai de fer et grès à bilobites; 3, grès et schistes sans fossiles; 4, schistes ardoisiers; 5, schistes sans fossiles; 6, phthanites à graptolithes.

indique l'allure tourmentée, offre du haut en bas, d'après M. Hermite (2), la succession suivante :

9 Calcaire ampéliteux de la Meignanne, avec Orthocères et *Cardiola interrupta*.
8. Phthanites à graptolithes.
7. Schistes à nodules avec *Calymene Tristani*.
6. Schistes ardoisiers.
5. Grès supérieur (15m).
4. Schistes noirs sans fossiles (60m).
3. Schistes à minerai de fer (40m).
2. Grès à Bilobites (*Cruziana Prevosti*) (12m).
1. Schistes inférieurs, visibles sur au moins 200m.

Cette série motive quelques observations. D'abord le grès à bilobites est très réduit comme épaisseur ; en revanche il est encadré dans une série de schistes, ceux du bas, grossiers, verdâtres, parfois d'un rouge vif au contact du grès et ceux du haut, avec lits de minerais de fer et couches de grès, contenant de très rares bilobites. Le grès armoricain reprend, en approchant de la Bretagne, un facies plus normal et, à Combrée, les bilobites y abondent.

Les schistes ardoisiers, si activement exploités à Trélazé, contiennent, à l'état déformé, de nombreux trilobites de grande taille, *Lichas Heberti*, *Asaphus Guettardi*, *Megalaspis Desmaresti*, *Illœnus giganteus*, avec *Calymene Tristani*. Ces schistes paraissent inférieurs à l'assise n° 7, remarquable par ses nodules argilo-siliceux où se rencontrent, très bien conservés, *Calymene Tristani*, *C. Aragoi*, *Dalmanites socialis*, *Asaphus nobilis*, *Placoparia Tourneminei*, *Orthis Ribeiroi*, etc.

L'assise des phthanites à graptolithes a été signalée en Anjou par M. Farge (3). Elle s'étend de Mozé à Vern et se compose de quartzites, tantôt blancs, tantôt

(1) De Tromelin, *Assoc. française*, session de Nantes, 1875, p. 610.
(2) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VI, 531.
(3) *Mémoire sur les progrès de la géologie dans le Maine-et-Loire*, 1873.

Digitized by Google

noirs, ampéliteux et passant au silex noir ou phthanite. On y remarque *Monograptus Becki*, *Diplograptus folium*, *D. pristis*, *Rastrites peregrinus*. C'est évidemment l'horizon des premiers schistes ampéliteux de Domfront, devenus ici tout à fait siliceux. On voit d'ailleurs, en dehors des limites de l'Anjou, à Abbaretz (Loire-Inférieure), les phthanites ampéliteux alterner avec de véritables ampélites schisteuses, exploitées pour la teinture (1).

Les phthanites à graptolithes, occupant une situation analogue à celle de l'assise de Llandovery, en Angleterre, peuvent être classés au sommet de l'étage armoricain. Quant au calcaire de la Meignanne, calcaire blanc grisâtre, exploité pour les fours à chaux d'Angers et supérieur aux phthanites, ses fossiles, orthocères et *Cardiola interrupta*, ne laissent pas de doute sur son attribution à la faune troisième, au niveau du calcaire de Feuguerolles.

La Sarthe offre, aux alentours de Chemiré-en-Charnie, de Côte-du-Creux et de Neuvillette, la succession normale du grès à bilobites avec lingules et débris d'*Illœnus* et d'*Asaphus*, surmonté par les schistes à *Calymene Tristani*, que couronne, à Chemiré, l'assise de Feuguerolles avec *Ceratiocaris*, *Pterygotus*, *Orthoceras bohemicum*, *Cardiola interrupta*, *Monograptus priodon*. Ces fossiles sont contenus dans des nodules argilo-siliceux blancs et rougeâtres. A Neuvillette, il y a des schistes ampéliteux qui pourraient représenter un niveau un peu inférieur, celui de *Monog. colonus*.

Languedoc, Pyrénées, Boulonnais. — Les environs de Neffiez, près de Pézenas, dans l'Hérault, offrent, suivant l'expression de Murchison, une petite oasis silurienne où affleurent d'épaisses masses de schistes verts. Les nodules de ces schistes contiennent de grands trilobites, *Asaphus magnificus*, *A. Fourneti*, *Ogygia desideratissima*. Ce serait la base de la faune seconde. Près de Cabrières, à Falgairas, cet étage est recouvert, d'abord par des psammites, puis par des couches à Orthocères, contenant *Cardiola interrupta* et *Monograptus priodon* (2).

En divers points du massif pyrénéen, autour de Luchon, notamment aux Pales de Burat, à Marignac, à Lez près Saint-Béat et à l'hospice du port de Venasque (3), on observe des schistes ampéliteux, des calcschistes et des calcaires noirs, qui contiennent les fossiles de la faune troisième et spécialement ceux de la bande e_2 de Bohême. On y recueille *Orthoceras bohemicum*, *O. pyrenaïcum*, *O. Fontani*, *O. severum*, *Cyrtoceras*, *Cardiola interrupta*, *C. gibbosa*, *Silurocardium Barrandei*, *Prœcardium*, *Paracardium*, *Lunulicardium*, *Scyphocrinites elegans*, *Lobolithus* et des graptolithes, parmi lesquels *Monog. priodon* est bien reconnaissable.

Près de Cathervieille, dans le val de l'Arboust, affleurent des schistes gris qui contiennent, avec des orthocères très minces du type d'*Orthoceras gracile*, des

(1) De Tromelin et Lebesconte, *Assoc. française, session de Nantes*, p. 609.
(2) De Rouville, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXV.
(3) Leymerie, *Description géol. de la Haute-Garonne*. — Renseignements fournis à l'auteur par M. Barrande sur des fossiles de Lez, recueillis par M. Thiérot.

Digitized by Google

trilobites extrêmement voisins des *Phacops fecundus* et *Dalmanites Hausmanni* de l'étage G de Bohême (1). De cette manière, les Pyrénées posséderaient un horizon du silurien qui ne paraît représenté nulle part ailleurs, en France, si ce n'est à Erbray.

Il est à remarquer que les schistes ampéliteux à orthocères et à crinoïdes contiennent, dans la vallée de la Pique, des *mâcles* parfois très développées, dont la cassure se détache en blanc sur la roche noire.

Signalons enfin, dans le nord de la France, la présence du système silurien en profondeur au-dessous des dépôts crétacés. Cette constatation résulte d'un puits creusé à Caffiers, dans le Bas-Boulonnais et d'où il a été extrait des schistes d'un gris sombre avec *Monograptus colonus*.

§ 5

TYPES ÉTRANGERS DIVERS DU SYSTÈME SILURIEN.

Belgique. — Le système silurien affleure dans le Brabant et le Condros, où l'on relève, suivant MM. Malaise (2) et Gosselet (3), la coupe suivante de haut en bas :

5. Schistes de Fosse. Psammites et schistes satinés à *Sphærexochus mirus* et *Halysites catenularia*.
4. Schistes de Gembloux. Schistes grossiers pyritifères, schistes noirs pailletés et schistes verdâtres aimantifères, à *Calymene incerta* et *Trinucleus setiformis*.
3. Schistes bigarrés d'Oisquercq, rouges, bleus, verts et noirs.
2. Schistes aimantifères de Tubize, généralement verts, avec bancs de porphyroïde et d'arkose.
1. Quartzites de Blanmont, verdâtres.

Les trois premières assises sont dépourvues de fossiles ; la quatrième renferme, à Grand-Manil, près de Gembloux, outre les espèces déjà nommées : *Homalonotus Omaliusi, Zethus verrucosus, Illœnus Bowmanni, Orthoceras belgicum, Bellerophon bilobatus, Strophomena rhomboidalis, Orthis vespertilio, O. testudinaria, O. calligramma, Monograptus priodon, Climacograptus scalaris, Sphæronites stelliferus.* Les affinités de cette zone la relient à l'assise de Caradoc du silurien anglais.

D'après M. de Lavallée-Poussin (4), les couches à *Climacograptus*, constituées par des schistes quartzeux, sont supérieures aux schistes à brachiopodes et à trilobites de Gembloux.

Péninsule ibérique. Région alpine. — Un quartzite à bilobites se rencontre en divers points de l'Espagne, notamment dans la province de Ciudad Real, où il contient les genres *Cruziana, Scolithus, Tigillites, Foralites, Lingula* (5). Ce quartzite supporte des schistes contenant *Calymene Tristani, C. Aragoi, Ogygia glabrata, Dalmanites socialis*, etc., c'est-à-dire toutes les espèces de la faune

(1) Barrois, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 266, note sur des fossiles recueillis par M. Gourdon.
(2) *Description du terrain silurien du centre de la Belgique*, 1873.
(3) *Esquisse géologique du nord de la France et des contrées voisines*, 1880, p. 34.
(4) *Bull. Acad. roy. de Belgique*, 3e série, 1881.
(5) De Cortazar, *Boletin de la Com. del mapa geologico*, Madrid, 1881.

Digitized by Google

seconde bien caractérisée. Enfin on observe également des schistes ampéliteux contenant, avec *Cardiola interrupta* et *Strophomena antiquata*, *Monograptus Becki*, *M. Nilssoni*, *M. Halli*, *Diplograptus palmeus*.

Il semble en outre résulter des coupes relevées par M. de Cortazar qu'une bande de schistes à graptolithes s'observe immédiatement au-dessous du grès à bilobites; cette bande correspondrait à l'horizon anglais des graptolithes de Skiddaw, base de la faune seconde.

La même observation a été faite par M. Delgado en Portugal (1). Là aussi, notamment à Barrancos, il y a plusieurs horizons de graptolithes, dont un est inférieur à un grès contenant des empreintes de *Cruziana* et de *Nereites* semblables à celles du quartzite à bilobites. Au-dessus de ce grès sont des schistes à nodules avec *Cardiola interrupta*, *Monograptus priodon*, *M. colonus*.

Le silurien supérieur existe probablement en Espagne, où de Verneuil a trouvé, à Santa Cruz de Mudela, une forme très voisine de *Dalmanites Hausmanni* (2).

Pour M. Barrois (3), le silurien des Asturies et de la Galice comporte, de haut en bas, les divisions suivantes :

4. Schistes et quartzites de Corral (correspondant aux ampélites).
3. Schistes calcarifères de El Horno à *Endoceras duplex*.
2. Schistes ardoisiers de Luarca, à *Calymene Tristani*, avec lits de minerai de fer à la base.
1. Grès de Cabo-Busto à *Scolithus* { grès blancs et schistes. / grès versicolores, poudingues et schistes.

Nous ferons seulement remarquer que, d'après la classification adoptée dans cet ouvrage, les grès versicolores et poudingues de la base doivent sans doute être rangés au sommet du scandinavien, sur le même niveau que les schistes rouges de l'Armorique.

Le système silurien existe certainement aussi dans les Alpes orientales, où M. Stache a signalé une bande étroite de schistes, de calcaires et de grauwackes avec *Cardiola interrupta*, orthocères et graptolithes.

Amérique du Nord. — Le système silurien est remarquablement développé dans l'Amérique du nord, où il offre une série très concordante de couches fossilifères, établissant un passage graduel du cambrien sous-jacent au dévonien. C'est ainsi que le groupe de Québec, avec ses graptolithes, dont les formes sont celles de Skiddaw (notamment *Phyllograptus*), ne peut être considéré que comme une zone de passage entre la faune première et la faune seconde, tandis que l'assise d'Oriskany, rangée par les géologues américains avec le silurien, nous paraît devoir être plus convenablement rapportée au dévonien.

(1) *Jornal de sciencias mathematicas, physicas e naturales*, Lisbonne, 1879, n° XXVI.
(2) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XII, p. 983.
(3) Communication directe de M. Barrois.

Digitized by Google

Le tableau suivant résume, d'après M. Dana (1), la série des assises :

Étage bohémien.	Sous-étage inférieur d'Helderberg (200m).	14. Calcaire supérieur à Pentamères (*P. pseudogaleatus*). 13. Calcaire de Catskill, à *Spirifer macropleura*. 12. Calcaire inférieur à Pentamères (*P. galeatus*). 11. Calcaire hydraulique à *Eurypterus remipes* et *Tentaculites irregularis*.
	Sous-étage de Salina (200 à 300m).	10. Groupe salifère d'Onondaga.
	Sous-étage du Niagara (200 à 1200m).	9. Schistes et calcaire du Niagara; calcaire de Guelph à *Calymene Blumenbachi*, var. *Niagarensis*, *Strophomena rhomboidalis*, *Rhynchonella cuneata*, *Pentamerus occidentalis*. 8. Grès de Clinton à *Pentamerus oblongus*, *Atrypa reticularis*. 7. Grès de Medina et Conglomérat d'Oneida, avec *Arthrophycus Harlani*, *Lingulella cuneata*.
Étage armoricain.	Sous-étage de Trenton (200 à 600m).	6. Calcaire de Cincinnati et schistes d'Hudson River à *Trinucleus concentricus*, *Calymene senaria* et *Platystrophia lynx*. 5. Schiste d'Utica à *Triarthrus Becki* et *Asaphus canadensis*. 4. Calcaires de Trenton, de Black River et Birdseye à *Asaphus platycephalus*, *Illœnus crassicauda*, *Lichas Trentonensis*, *Orthoceras junceum*.
	Sous-étage canadien.	3. Calcaire de Chazy à *Asaphus obtusus*, *Bathyurus Angelini*, *Maclurea Logani* (30 à 40m). 2. Groupe de Québec, avec les espèces de graptolithes des couches de Skiddaw. 1. Grès calcifère de New-York.

Le *grès calcifère*, avec ses trilobites, *Bathyurus*, *Amphion*, *Conocoryphe*, *Asaphus*, se relie intimement au Tremadoc inférieur, c'est-à-dire au cambrien. Les graptolithes, qui avaient déjà fait leur apparition dans l'étage de Potsdam avec le genre *Dendrograptus*, se montrent aussi dans le *Calcifère*, pour devenir encore plus abondants avec le *groupe de Québec*, étage remarquable par son caractère de transition; car il renferme, avec les genres *Conocoryphe*, *Agnostus*, *Dicellocephalus*, des formes franchement siluriennes, telles que *Illœnus*, *Asaphus*, *Harpes* et les *Obolella* et *Lingula* y sont associés à des brachiopodes d'un type plus récent. Parmi les graptolithes, il convient de mentionner *Phyllograptus typus*.

Ce caractère de transition est encore bien marqué dans le *calcaire de Chazy*, puissant d'une cinquantaine de mètres dans l'Etat de New-York et renfermant les genres *Bathyurus* et *Amphion*, associés aux *Illœnus* et *Asaphus*, ainsi qu'au curieux gastropode connu sous le nom de *Maclurea* (*M. magna*, *M. Logani*).

Le sous-étage canadien correspond bien évidemment à l'ensemble des couches supérieures de Tremadoc et des assises d'Arenig et de Skiddaw en Angleterre. Il établit, entre le cambrien d'Amérique et le silurien, un passage encore plus graduel que partout ailleurs.

L'assimilation du sous-étage de Trenton aux assises de Llandeilo et de Caradoc ne paraît pas douteuse. Les zones de Medina et de Clinton correspondent au Llandovery. Quant au calcaire du Niagara, sa faune est celle du groupe de Wenlock

(1) *Manual of Geology*, 1875, pp. 163 et 164.

Digitized by Google

et l'analogie est d'autant plus significative qu'on peut l'établir entre deux formations de même caractère minéralogique.

Le sous-étage inférieur d'Helderberg offre peu de ressemblance avec la série de Ludlow. Mais cela doit sans doute être imputé (1) à la grande différence des conditions physiques qui, en Amérique, en favorisant la formation des calcaires, ont retardé l'éclosion des lamellibranches et prolongé l'existence des types du Niagara. Ce qui imprime à l'assise de Ludlow son caractère particulier, c'est l'approche des conditions continentales qui ont régné, dans le nord de l'Angleterre, à l'époque du vieux grès rouge. En Amérique, ce facies ne s'est manifesté que plus tard; ainsi s'expliquent la persistance si particulière des types du silurien supérieur et la tendance des géologues américains à englober dans ce système des assises très probablement postérieures à celles de Ludlow.

Comme contraste à ce retard, il convient de noter que l'apparition des grands crustacés du genre *Pterygotus* paraît avoir eu lieu en Amérique plus tôt qu'en Angleterre, car ce genre a été découvert dans l'assise du Niagara (2) et dans celle de Clinton.

Le sous-étage de Salina est intéressant par la présence du gypse et du sel. Le premier forme des amas, qui parfois ont fait gonfler les schistes encaissants comme s'ils résultaient de la transformation de l'anhydrite. Quant au sel, il n'a pas été observé en place et il ne se révèle que par sa présence dans les eaux qui sortent de cette formation. D'autre part, la coupe suivante (*fig.* 216), empruntée à M. Dana, semble bien indiquer que le gypse résulte simplement de la transformation d'un calcaire. En effet, tandis que le gypse g forme des amas irréguliers dans le calcaire c, on le voit brusquement interrompu par les couches argileuses telles que a, interstratifiées dans le calcaire. Il y a d'ailleurs dans la contrée des sources sulfureuses et même des sources sulfuriques et tout porte à croire que les émanations, avec lesquelles sans doute le sel se fait jour, sont dues à des phénomènes internes très postérieurs au dépôt des couches encaissantes.

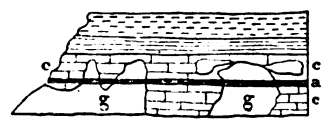

Fig. 216. — Disposition du gypse dans le groupe salifère d'Onondaga (d'après Dana). g, gypse; a, argile; c, calcaire.

Il convient de remarquer que les épaisseurs des sous-étages siluriens en Amérique varient beaucoup suivant le point où on les observe, et que, au moins pour ceux de Trenton et du Niagara, les épaisseurs sont six ou huit fois plus fortes dans la région des Apalaches qu'à l'ouest de cette chaîne. Ce fait coïncide avec la prépondérance, dans ce district, des sédiments arénacés ou argileux; car tandis que, dans le Missouri et l'Illinois, les cinq sixièmes de l'épaisseur totale sont formés par du calcaire, cette dernière roche, autour des Apalaches, ne forme que cinq douzièmes et, au Canada, à peine un vingtième (3). Il paraît d'ailleurs

(1) Callaway, *Geol. Magazine*, 1878, p. 271.
(2) Dawson et Grant, *Geol. Magazine*, 1878, 330.
(3) Dana, *Manual*, 1875, p. 211.

Digitized by Google

TABLEAU DU SYNCHRONISME DES ASSISES SILURIENNES.

	BOHÊME	ANGLETERRE	ÉCOSSE	SCANDINAVIE	NORMANDIE	ARMORIQUE, ANJOU	THURINGE	AMÉRIQUE DU NORD
ÉTAGE BOHÉMIEN	Étage H.	Grès de Downton, Tilestones,						Sous-étage d'Helderberg supér. : Calcaire supérieur à Pentamères. Calc. de Catskill. Sous-étage d'Helderberg infér. : Calcaire infér. à Pentamères. Calcaire hydr.
	Étage G.	Calcaire d'Aymestry.		Grès à Tentaculites de Ramsasa.			Schistes à tentaculites.	
	Étage F.	Schistes de Ludlow.		Calcaire à Orthoceras cochleatum.		Calcaire d'Erbray.	Calcaire à Favosites.	Sous-étage de Salina.
	Étage E.	Assise de Wenlock. Assise supér. de Llandovery.	Couch. de Riccarton Couches de Gala.	Calcaire de Gothland. Zone à Monog. colonus Zone à Retiolites.	Calcaires ampéliteux de Feuguerolles et Saint-Sauveur.	Calcaire de la Meignanne.	Schistes supérieurs à graptolithes.	Calcaire du Niagara. Grès de Clinton. Grès de Médina et d'Onéida.
ÉTAGE ARMORICAIN	Étage D : d_5, d_4, d_3, d_2	Assise inférieure de Llandovery.	Schistes de Birkhill.	Zone à Monog. lobiferus Schistes à brachiopodes	Schistes ampéliteux.	Phthanites à graptolithes.	Schistes alunifères à Rastrites.	Sous-étage de Trenton : Assise de Cincinnati.
		Assise de Caradoc et de Bala.	Schistes de Hartfell.	Schistes à trinucles. Schistes moyens à graptolithes.	Grès de May. Schistes à Calymènes.	Schistes à Trinucles. Grès de St-Germain sur Ille. Sch. à nodules		Assise d'Utica. Calc. de Trenton.
	d_1 : $d_1\gamma$, $d_1\beta$, $d_1\alpha$	Assise de Llandeilo. Assise d'Arenig.	Schistes de Glenkiln.	Calcaire à Orthoceras vaginatum. Schistes à Phyllograpt. et Calcaire à Ceratopyge.	Minerais de fer. Grès à bilobites.	Sch. ardoisiers Minerai de fer. Grès armoricain.	Schistes à minerai de fer et quartzites.	Système canadien. Groupe de Québec. Grès calcifère.

Digitized by Google

certain que, dès le commencement de la période silurienne, il y avait, sur l'emplacement de la contrée en question, une succession d'îles; les eaux y étaient donc moins profondes, les vagues et les courants s'y brisaient plus facilement contre des roches solides et ainsi s'expliquent à la fois la plus grande épaisseur des formations et leur caractère détritique, par opposition aux calcaires à crinoïdes, polypiers et mollusques du bassin intérieur. La masse des calcaires de Trenton est formée de ces trois sortes d'éléments, encore bien reconnaissables, et il est probable que les variétés plus compactes et moins fossilifères résultent de la pulvérisation des mêmes organismes.

La végétation terrestre paraît avoir fait son apparition, en Amérique, dans l'assise de Cincinnati, c'est-à-dire avec la faune seconde; c'est là qu'ont été trouvés *Psilophyton gracillimum* et *Sphenophyllum primævum*.

Zone arctique. — Le système silurien est représenté dans la zone arctique jusqu'au voisinage immédiat du pôle. On l'observe, superposé au gneiss, par 82°40′ lat. N. (1). Il débute par des grès et schistes rouges, que recouvrent des calcaires avec *Asaphus* et *Maclurea*. Au-dessus viennent des couches qui renferment les fossiles de l'étage bohémien, *Bronteus*, *Encrinurus*, *Proetus*, *Pentamerus*, *Halysites*, *Zaphrentis*, etc. Le facies de cette faune la relie au silurien américain plutôt qu'à celui d'Angleterre. La présence des grands polypiers indique avec certitude que le climat des tropiques s'étendait alors à tout le globe.

CHAPITRE III

SYSTÈME DÉVONIEN

§ 1

GÉNÉRALITÉS SUR LA PÉRIODE DÉVONIENNE

Caractères généraux de la période. — Le système *dévonien* a été introduit dans la science, en 1837, par Murchison et Sedgwick, après que Lonsdale eut montré que la faune des couches du Devonshire méridional était intermédiaire entre celle du silurien et celle du terrain carbonifère. Ces couches du Devonshire sont l'équivalent marin du système connu en Écosse sous le nom de *vieux grès rouge* (*old red sandstone*), désignation qui a été longtemps employée pour les dépôts de cet âge en Europe (2).

La période dévonienne est essentiellement caractérisée par le premier épanouissement du type des vertébrés, représenté par les poissons, ainsi que par le

(1) Feilden et de Rance, *Geol. Soc. of London*, 17 avril 1878.

(2) M. Dawson a récemment proposé, pour les couches situées en Amérique entre le silurien supérieur et le carbonifère, le nom de système *Erien*, du nom du lac Erié.

Digitized by Google

développement tout à fait remarquable de certains groupes de brachiopodes, tels que les spiriférides et les rhynchonellides. En même temps la végétation terrestre s'installe d'une façon définitive, tout en n'occupant encore qu'une place restreinte et se montrant composée de types où l'on doit voir simplement les précurseurs immédiats des genres carbonifères. D'ailleurs, parmi les poissons dévoniens, il en est beaucoup qui peuvent être considérés comme des espèces d'eau douce ou tout au moins saumâtre. Il en résulte que le fait dominant de la période est l'établissement des surfaces continentales, à peine ébauchées pendant la période précédente. Les divers bassins sont ainsi mieux définis; il y a plus de différences dans la nature et la faune des dépôts synchroniques, même à de petites distances. Néanmoins l'uniformité générale des conditions physiques est encore manifeste et tout indique qu'à cette époque un même climat régnait sur la surface entière du globe. En outre, si la terre était habitable pour les plantes, elle n'offrait sans doute aux animaux supérieurs aucun moyen d'existence, car on ne rencontre pas même de reptiles aquatiques dans les dépôts dévoniens. Seuls, quelques rares insectes ailés commencent à se montrer, en Amérique, dans les couches les plus élevées du système.

Caractères paléontologiques. — De même qu'au début de l'époque scandinavienne l'éclosion de la famille des trilobites avait été en quelque sorte instantanée, de même, dès les premières assises dévoniennes, les poissons, qui venaient seulement d'apparaître dans les couches tout à fait supérieures de l'étage bohémien, déploient une surprenante richesse de formes et d'individus. De plus, rien, dans leur organisation, ne témoigne d'une infériorité réelle relativement aux types congénères actuels.

La grande majorité des poissons dévoniens appartient à la classe des *ganoïdes* ou poissons cuirassés *hétérocerques*, c'est-à-dire à nageoire caudale dissymétrique, qui n'est plus guère représentée, de nos jours, que par un très petit nombre d'espèces habitant les rivières de l'Afrique, de l'Amérique du Nord et de l'Australie. Les genres les plus remarquables sont *Holoptychius*, *Osteolepis*, *Dipterus*, etc., de la famille des *Crossoptérygiens*, où les rayons des nageoires antérieures sont fixés sous forme de franges autour d'un axe osseux ; ensuite les *Ce-*

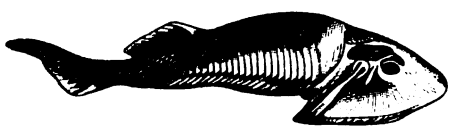

Fig. 217.

Fig. 218.

Fig. 217. — *Cephalaspis Lyelli*, Ag., de l'Old red inférieur d'Angleterre.
Fig. 218. — *Coccosteus decipiens*, Ag., de l'Old red moyen d'Écosse.

phalaspis (fig. 217), *Pterichthys*, *Coccosteus* (fig. 218), enfin des placoïdes de la famille des squales, *Onchus*, *Ctenodus*, *Byssacanthus*, etc., représentés par des rayons épineux qu'on a nommés *Ichthyodorulites*.

Les *Trilobites*, déjà en complète décadence, ne forment plus qu'un petit

Digitized by Google

nombre de genres, la plupart datant du silurien, notamment *Cryphœus* (fig. 219), *Phacops* (fig. 220), *Bronteus* ou *Goldius* (fig. 221), *Homalonotus* (fig. 222). Les *Ostracodes* offrent le genre *Cypridina* (fig. 223).

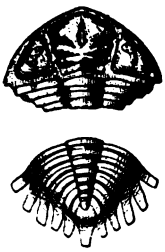

Fig. 219.

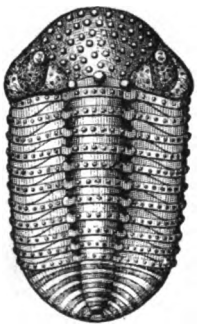

Fig. 220.

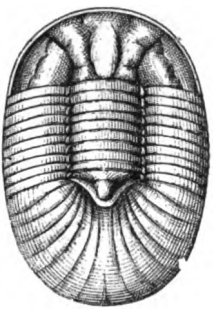

Fig. 221.

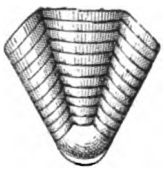

Fig. 222.

Fig. 223.

Fig. 219. — *Cryphœus Michelini*, Marie Rouault, sp., du calcaire de Néhou. — Fig. 220. *Phacops latifrons*, Bronn, du calcaire eifélien. — Fig. 221. *Bronteus* (*Goldius*) *Gervillei*, Barr., du calcaire de Néhou. — Fig. 222. *Homanolotus crassicauda*, Sandb., du coblencien, — Fig. 223. *Cypridina serratostriata*, Sandb., des schistes à cypridines de Westphalie.

Les Brachiopodes pullulent comme genres, espèces et individus. Il suffira, pour en faire apprécier l'importance, de dire que, dans la période dévonienne, les espèces de brachiopodes étaient à celles de lamellibranches dans la proportion de 100 à 49, tandis que les mers actuelles, au voisinage de l'Angleterre, ne comptent plus qu'un brachiopode pour 44 lamellibranches.

Les plus caractéristiques sont les *Spirifer* (fig. 224 à 227), *Rhynchonella*

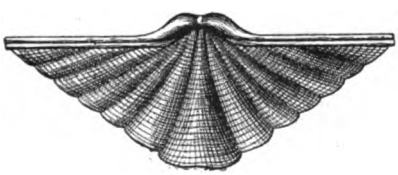

Fig. 224.

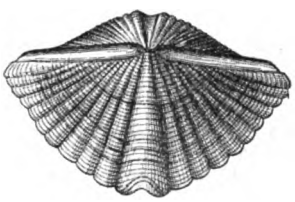

Fig. 225.

Fig. 226.

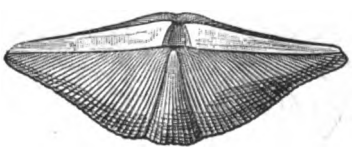

Fig. 227.

Fig. 224. *Spirifer speciosus*, Phill., des schistes à calcéoles. — Fig. 225. *Spirifer Rousseaui*, M. Rouault du calc. de Néhou. — Fig. 226. *Sp. arduennensis*, Schnur, du coblencien. — Fig. 227. *Sp. Verneuili*, Murch. (*S. disjunctus*, Sow.), du famennien.

(fig. 228, 229), *Atrypa* (fig. 230), *Athyris* (*Spirigera*) (fig. 231), *Trigeria* (fig. 232), *Stringocephalus* (fig. 233), *Uncites* (fig. 234), *Leptæna* (fig. 235), *Pen-*

Digitized by Google

tamerus, *Productus*, *Orthis*, ce dernier genre étant d'ailleurs beaucoup moins florissant que dans la faune silurienne.

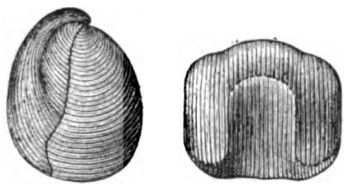

Fig. 228.

Fig. 229.

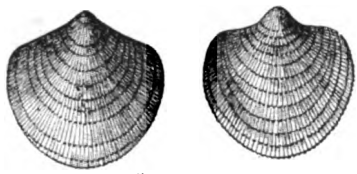

Fig. 230.

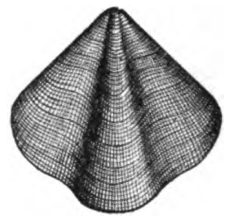

Fig. 231.

Fig. 228. *Rhynchonella sub Wilsoni*, d'Orb., du calcaire de Néhou. — Fig. 229. *Rhync. pugnus*, Martin, du famennien de l'Ardenne. — Fig. 230. *Atrypa prisca*, Schlot., du dévonien de l'Eifel. — Fig. 231. *Athyris (Spirigera) undata*, Defr. sp., du calcaire de Néhou.

Fig. 232.

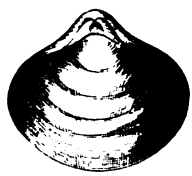

Fig. 233.

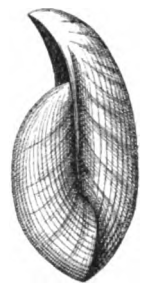

Fig. 234.

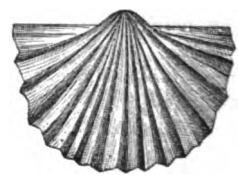

Fig. 235.

Fig. 232. *Trigeria Guerangeri*, Vern., sp., du calcaire de Viré (Sarthe). — Fig. 233. *Stringocephalus Burtini*, Defr. (réduit), du calcaire de Givet. — Fig. 234. *Uncites gryphus*, Schlot., du calcaire eifélien. — Fig. 235. *Leptæna Murchisoni*, d'Arch. et Vern., du coblencien de Montigny.

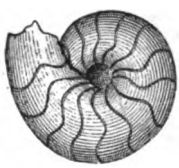

Fig. 236.

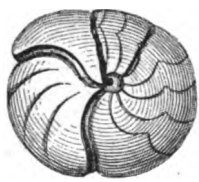

Fig. 237.

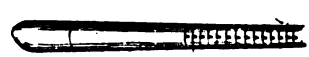

Fig. 238.

Fig. 239.

Fig. 236. *Goniatites (Aganides) retrorsus*, v. Buch, du dévonien supérieur de Westphalie. — Fig. 237. *Goniatites amblylobus*, Sandb., du même gisement. — Fig. 238. *Bactrites gracilis*, v. Buch, des schistes de Matagne. — Fig. 239. *Tentaculites irregularis*, Kon., du gédinnien de l'Ardenne.

Parmi les Céphalopodes, il convient surtout de citer les *Goniatites* (fig. 236, 237), *Clymenia*, *Bactrites* (fig. 238), *Gyroceras*.

Digitized by Google

Comme dans la faune silurienne supérieure, on trouve en abondance des *Tentaculites* (fig. 239), qui sont des ptéropodes ou des annelés.

Les Gastropodes offrent les genres *Euomphalus*, *Murchisonia*, etc. Quant aux Acéphalés, on remarque les *Pterinæa* (fig. 240), *Cardium* (*Cardiola*) (fig. 241), *Cucullœa* (fig. 242), *Grammysia*, *Aviculopecten*, *Conocardium*.

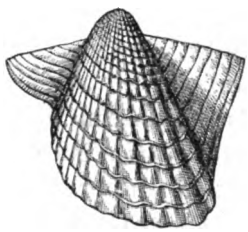

Fig. 240.

Fig. 241.

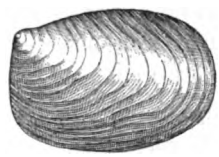

Fig. 242.

Fig. 243.

Fig. 240. *Pterinæa lamellosa*, Sow., du taunusien. — Fig. 241. *Cardium palmatum*, Goldf. (*Cardiola retrostriata*, Murch.), des schistes de Matagne. — Fig. 242. *Cucullæa Hardingii*, Sow., des psammites du Condros. — Fig. 243. *Cyathophyllum hexagonum*, Michel., du famennien.

Les Polypiers sont abondamment représentés ; c'est à eux que se rapportent les genres *Cyathophyllum* (fig. 243), *Pleurodictyum* (fig. 246), *Acervularia*, *Aulopora*, *Calceola* (fig. 244), ce dernier remarquable par l'existence d'un opercule, tandis que le genre *Receptaculites* appartient vraisemblablement aux foraminifères. Enfin les crinoïdes sont nombreux et fournissent, entre autres, les genres *Cupressocrinus*, *Eucalyptocrinus*, *Haplocrinus* (fig. 245), *Cœlaster*, etc.

Fig. 244.

Fig. 245.

Fig. 246.

Fig. 247.

Fig. 244. *Calceola sandalina*, Lamk., des schistes à calcéoles. — Fig. 245. *Haplocrinus mespiliformis*, Rœm., de l'Eifel. — Fig. 246. *Pleurodictyum problematicum*, Goldf., du coblencien. — Fig. 247. *Palæopteris* (*Cyclopteris*) *hibernica*, Ed. Forb., de l'*old red* d'Irlande.

La flore dévonienne n'a pas en réalité, de caractère propre bien tranché. A côté de fucoïdes, dont quelques-uns, comme *Spirophyton*, doivent peut-être inspirer des doutes depuis qu'on a constaté que des annélides laissent parfois

Digitized by Google

sur la vase des empreintes *en queue de coq* semblables à *S. cauda-galli* (1), il y a des espèces terrestres qui sont étroitement alliées à la flore carbonifère, dont elles présagent l'éclosion. Ce sont des *Lycopodiacées*, *Psilophyton*, *Lepidodendron*, des *Conifères*, *Prototaxites*, des *Calamites*, *Arthrostigma*, *Protostigma*, des *Fougères*, *Caulopteris*, *Cyclopteris*, *Palæopteris* (fig. 247), *Nevropteris*, *Sphenopteris*. Les espèces de *Lepidodendron* sont d'ailleurs chétives relativement à celles qui apparaîtront plus tard avec la période houillère.

Notons cependant que les récentes observations de M. Dawson (2) semblent indiquer, pour la flore dévonienne du Nouveau-Brunswick, une assez grande richesse, surtout en fougères, herbacées ou arborescentes.

M. Grand' Eury (3) reconnaît trois phases dans la flore dévonienne : la première ne comprend guère que les genres *Psilophyton*, *Arthrostigma*, *Halyserites*. La seconde correspond à l'apogée de *Psilophyton*, qu'accompagnent de menues espèces de *Lepidodendron*, en même temps que *Cyclostigma* et *Cyclopteris* apparaissent. Enfin la troisième, riche en fougères et en lépidodendrées, est caractérisée, vers la fin, par de nombreux individus de *Cyclostigma Kiltorkense* et *Palæopteris hibernica*.

Divisions du système. — Le système dévonien est remarquablement développé dans les bassins du Rhin et de la Meuse ; aussi est-ce là que nous en chercherons le type, plutôt qu'en Angleterre, où les caractères de ce système offrent assez d'incertitude pour que quelques géologues britanniques (4) aient cru pouvoir en réclamer la suppression.

On peut distinguer trois grandes divisions dans le système dévonien du continent. L'étage inférieur, presque uniquement arénacé, se fait remarquer par la prédominance du genre *Spirifer*. Ce sera pour nous, comme autrefois pour Dumont, l'étage *rhénan*. La division moyenne contient de puissants massifs calcaires, auxquels M. Dupont attribue une origine corallienne (5). Les *Calceola* et *Stringocephalus* en sont caractéristiques ; nous l'appellerons étage *eifélien*, en raison de son importance dans l'Eifel. Enfin l'étage supérieur, où le calcaire finit par céder la place à des schistes et à des psammites connus surtout dans la Famenne, prendra le nom d'étage *famennien*. Les espèces du genre *Rhynchonella* y sont assez nombreuses et servent à caractériser la plupart des assises.

§ 2

LE SYSTÈME DÉVONIEN DANS LA RÉGION ARDENNAISE

Etage rhénan. — La vallée de la Meuse, dans la traversée du massif ardennais, surtout entre Fumay et Dinant, offre une série très complète et très variée des

(1) Nathorst, *op. cit.*
(2) *Geol. Soc. of London*, 23 juin 1880.
(3) *Flore carbonifère*, p. 370.
(4) Surtout M. Beete Jukes.
(5) *Bull. Acad. roy. de Belgique*, 3e série, II.

Digitized by Google

assises dévoniennes (fig. 248 et 249). Classée tout d'abord par Dumont, cette série a été, de la part de MM. Gosselet (1), et G. Dewalque (2), l'objet d'études détaillées, dont nous présenterons ici, d'après le premier de ces auteurs, un court résumé.

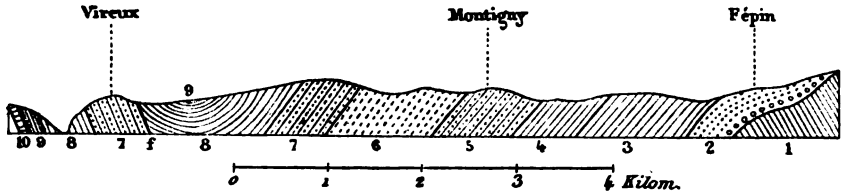

Fig. 248. — Coupe de la vallée de la Meuse entre Fépin et Vireux (d'après M. Gosselet). — 1, schistes de Revin; 2, poudingue de Fépin, arkose et schistes de Mondrepuits; 3, schistes d'Oignies; 4, schistes de Saint-Hubert; 5, grès d'Anor; 6, grauwacke de Montigny; 7, grès de Vireux; 8, schistes et poudingue de Burnot; 9, grauwacke d'Hierges; 10, calcaire de Couvin; f, faille.

L'étage *rhénan* comprend trois sous-étages : à la base, le *gédinnien*, ainsi nommé de la localité de Gédinne; au milieu, le *taunusien*, qui a son équivalent dans la région du Taunus; au sommet, le *coblencien*, dont la grauwacke à spirifères de Coblentz offre le type.

Voici maintenant la composition du *gédinnien* de l'Ardenne, qui, à Fépin, atteint environ 800 mètres d'épaisseur.

Sous-étage gedinnien.
- 5. Schistes et quartzites verdâtres de Saint-Hubert. — Schistes rouges et psammites de Fooz.
- 4. Schistes bigarrés, rouges et verts, d'Oignies et de Charleville. — Schistes rouges et psammites de Fooz.
- 3. Quartzophyllades oligistifères de Braux et schistes fossilifères de Mondrepuits, grossiers et verdâtres, à *Homalonotus Rœmeri*, *Tentaculites grandis*, *T. irregularis*, *Spirifer Mercuri*, *Pterinæa ovalis*.
- 2. Arkose de Weismes et schistes à *Spirifer Dumonti* et *Cystiphyllum profundum*.
- 1. Poudingue de Fépin.

Le poudingue de Fépin, dont l'épaisseur ne dépasse pas 10 mètres, et qui marque le rivage de la mer dévonienne, au début de la période, dans la région ardennaise où quelques îlots cambriens étaient émergés, est formé de cailloux roulés de quartzites et de schistes cambriens, dans une pâte schisteuse assez riche en phyllites. Quelques-uns de ces blocs roulés pèsent jusqu'à 5000 kilogrammes. Le poudingue repose en stratification manifestement discordante sur les tranches relevées des phyllades cambriens, comme on peut bien l'observer aux lieux dits la Roche-à-Fépin et la Roche-aux-Corpias. Dans cette dernière localité, l'arkose qui surmonte le poudingue contient des restes mal conservés d'*Orthoceras* et de *Cyathophyllum*.

Dans la série gédinnienne des environs d'Ombret, M. de Lavallée-Poussin (3) a signalé des nodules calcaires dont la dimension varie depuis la grosseur d'une noisette jusqu'à celle du poing. Le calcaire est compact, subcristallin, sillonné

(1) Voir pour plus de détails *Esquisse géol. du Nord de la France*, 1880, pp. 45 et suivantes.
(2) *Bull. Acad. roy. de Belgique*, 2e série, XI et XII. — *Prodrome d'une description géologique de la Belgique.*
(3) *Ann. de la Soc. scientifique de Bruxelles*, 1877, p. 194.

Digitized by Google

de veines spathiques et fréquemment bigarré de rouge, de vert et de bleu. Les nodules sont très habituellement pénétrés et subdivisés en tous sens par de la matière schisteuse; quelquefois ils ont été enlevés par dissolution et il reste un schiste celluleux à aspect scoriacé.

Le *taunusien* est constitué par le grès d'Anor, tantôt rosé, passant à l'arkose et épais de 550 mètres, tantôt, comme sur le rivage septentrional du bassin, blanc et beaucoup plus mince. On y trouve *Leptæna Murchisoni, L. laticosta, Spirifer paradoxus, Avicula lamellosa, Pleurodictyum problematicum.* Sur le même niveau se placent (1) les *grès de Bastogne*, avec *Pterinæa costata, P. lineata, Meganteris Archiaci*, etc.

Le sous-étage *coblencien*, puissant d'environ 2400 mètres, comprend 4 assises, savoir :

Sous-étage coblencien.

4. Grauwacke d'Hierges (775m), brun ou noirâtre à Hierges, rouge amarante à Rouillon et offrant deux zones :
   b. Zone supérieure à *Spirifer cultrijugatus, Calceola sandalina* et *Rhynchonella Orbignyi* (minerai oligiste de Couplevoie). Cette zone pourrait être réunie avec avantage à l'*eifélien*.
   a. Zone inférieure à *Spirifer arduennensis, Pterinæa lineata, P. ventricosa*, et nombreuses encrines.
3. Schistes rouges de Vireux et poudingue de Burnot, à galets de quartz et de quartzites, avec grès à pavés (500m).
2. Grès noir de Vireux (350m) (ancien *ahrien* de Dumont).
1. Grauwacke de Montigny (775m), à *Spirifer paradoxus, Athyris undata, Strophomena depressa, Grammysia Hamiltonensis* (ancien *hunsrückien* de Dumont).

Il paraît que, dans l'assise à *Pterinæa lineata*, dite *de Daleiden*, au dessus du poudingue de Burnot, on a rencontré *Hercoceras mirum*, fossile du silurien supérieur (étage G) de Bohême (2).

Les assises 3 et 4 formaient l'*eifélien quartzoschisteux* de Dumont.

Quelques fossiles, *Spirifer subcuspidatus, Leptæna Murchisoni, Rhynchonella Daleidensis, Pleurodictyum problematicum*, sont communs à toutes les assises du coblencien.

Il est à remarquer que, sur le bord septentrional du bassin de Dinant, l'ensemble du gédinnien, du taunusien et du coblencien est constitué par une série de poudingues, d'arkoses et de schistes rouges, dans laquelle on n'avait vu pendant longtemps qu'une dépendance du poudingue de Burnot. C'est à M. Gosselet qu'on doit d'avoir établi que, dans cette région, le gédinnien est représenté par le poudingue d'Ombret, l'arkose de Dave et les schistes et psammites de Fooz, tandis que le grès du bois d'Anse correspond au taunusien et le grès à pavés de Wépion à la grauwacke de Montigny.

Étage eifélien. — L'étage *eifélien* (ancien *eifélien calcareux* de Dumont) comprend deux sous-étages: celui des *schistes à calcéoles* à la base et le *calcaire de Givet* au sommet (3).

(1) G. Dewalque, *Ann. Soc. géol. de Belgique*, VIII, p. CLXXII.
(2) G. Dewalque, *Ann. Soc. géol. de Belgique*, VIII, p. CLXXIV.
(3) M. Gosselet rattache les schistes à calcéoles, sous le nom d'*eifélien*, au dévonien inférieur et compose l'étage moyen d'une seule assise, le *givétien* ou calcaire de Givet. Les affinités paléon-

Digitized by Google

Les schistes à calcéoles sont caractérisés surtout par l'apparition de l'élément calcaire, d'abord sous forme de nodules, puis sous forme de lentilles, parfois très épaisses et très étendues, de manière à constituer de grandes assises régulières; tel est le cas à Trélon, à Nimes et surtout à Couvin. L'épaisseur du sous-étage varie entre 50 et 1000 mètres; dans ce dernier chiffre, le calcaire de Couvin entre pour 550 mètres. Cette roche, dont la couleur est le bleu foncé, a souvent la dureté et la compacité du marbre; elle ne se distingue pas pétrographiquement du calcaire de Givet, avec lequel elle a été plus d'une fois confondue.

Les fossiles du sous-étage sont *Phacops latifrons*, *Bronteus flabellifer*, *Gyroceras eifeliense*, *Spirifer speciosus*, *S. ostiolatus*, *Cyrtina heteroclyta*, *Pentamerus galeatus*, *Orthis striatula*, *Productus subaculeatus*, *Calceola sandalina*, *Cystiphyllum lamellosum*, etc.

Sur certains points, le facies calcaire fait défaut et le sous-étage à calcéoles n'est représenté que par des schistes rouges qu'on ne saurait distinguer de ceux du poudingue de Burnot (1).

Le sous-étage *givétien* ou du *calcaire de Givet* est constitué, dans le bassin de Dinant, par une assise de calcaire marbre bleu foncé ou noir, dont la puissance atteint 400 mètres et que caractérisent *Spirifer mediotextus*, *Stringocephalus Burtini*, *Uncites gryphus*, *Megalodon cucullatus*, *Murchisonia bilineata*, *Cyathophyllum quadrigeminum*, *Heliolites porosa*, etc. Les marbres dits *Glageon-fleuri* et *Sainte-Anne de Trélon*, ainsi que le marbre noir à nombreuses Murchisonies de Boussois, appartiennent à ce sous-étage, sur lequel est assise la citadelle de Charlemont, à Givet. Le marbre Sainte-Anne de Givet abonde en polypiers, le marbre Charlemagne en gastropodes.

M. Dupont (2) a tout récemment cherché à établir que les marbres dévoniens avaient une origine corallienne. Le marbre Sainte-Anne serait formé par un mélange serré de Stromatopores allongés (*Diapora*), joints à des *Favosites*, *Alveolites*, *Cyathophyllum*. Les récifs se présentent en bandes ou en îlots ovales,

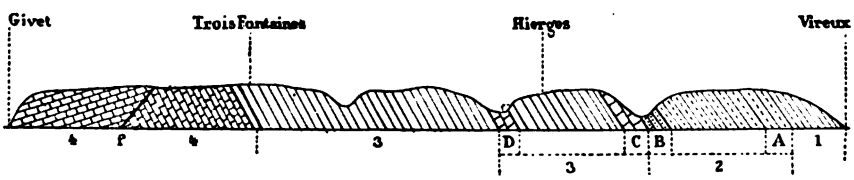

Fig. 249. — Coupe au 80,000e du dévonien entre Vireux et Givet (d'après M. Gosselet). — 1, schistes rouges de Burnot; 2, grauwacke d'Hierges (A, niveau du *Spirifer arduennensis*; B, niveau du *S. cultrijugatus*); 3, schistes à calcéoles (C, D, bandes de calcaire); 4, calcaire de Givet; f, faille.

généralement revêtus de calcaire bleu à crinoïdes et offrant au centre un noyau corallien. Ils sont entourés de schistes grossiers avec calcaire noduleux fossilifère.

La figure 249 montre la succession régulière des étages rhénan et eifélien entre

tologiques de l'assise à calcéoles avec l'étage rhénan ne sont pas, à nos yeux, assez étroites pour justifier l'extrême disproportion qu'il y aurait entre le rhénan ainsi agrandi et un étage moyen réduit au calcaire de Givet.

(1) Firket, *Bull. Soc. géol. de Belgique*, II, CXXIV. — (2) *Bull. Ac. de Belg.*, 3e série, II.

Digitized by Google

Vireux et Givet, ainsi que l'accident qui, sous Charlemont, divise en deux la masse du calcaire.

Tout autre est la composition du sous-étage givétien dans le bassin de Namur. Pendant la formation des assises précédentes, aucun dépôt n'avait eu lieu dans cette région, séparée de la première par la crête du Condros, comme l'indique la figure 250 (1), qui fait connaître l'état actuel des deux bassins, dont l'un est

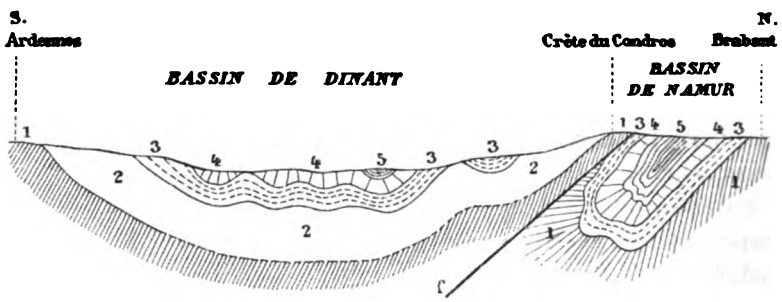

Fig. 250. — Coupe des bassins dévoniens de Dinant et de Namur. — 1, phyllades cambriens; 2, étage rhénan; 3, étages eifélien et famennien; 4, calcaire carbonifère; 5, terrain houiller; f, faille.

limité par une grande faille avec renversement. L'invasion de la mer givétienne donna lieu d'abord au dépôt d'un poudingue rouge, dit *poudingue de Pairy-Bony*, longtemps confondu avec le poudingue de Burnot auquel il ressemble. A ce poudingue est subordonné un grès à *Lepidodendron Gaspianum*. Le tout n'a pas plus de 20 mètres. Ensuite vient, à Alvaux, un calcaire bleu foncé, de 10 mètres, à stringocéphales et murchisonies.

Étage famennien. — L'étage *famennien* (2) ou dévonien supérieur se divise en deux sous-étages : le *frasnien* à la base et les *schistes de Famenne* avec les *psammites du Condros* au sommet.

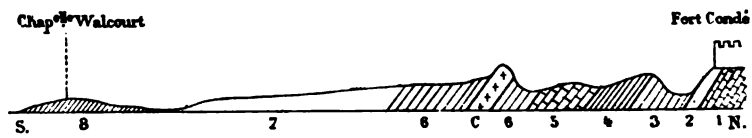

Fig. 251. — Coupe au 10,000e du dévonien supérieur à Givet (d'après M. Gosselet). — 1, calcaire de Givet. 2, zone à *Spirif. Orbelianus*; 3. z. à *Receptaculites Neptuni*; 4. z. à *Camarophoria formosa*; 5, calcaire bleu; 6, schistes à nodules avec *Spir. pachyrhynchus* et calcaire rouge C; 7, schistes à *Cardium palmatum*; 8, schistes à *Rhynchonella Omaliusi*.

On distingue dans le frasnien deux assises : l'assise inférieure, dite des *schistes et calcaire de Frasne*, est remarquable par la disposition capricieuse et lenticu-

(1) Insérée par M. Barrois dans les *Proceedings of the Geologist's Association*, VI, n° 1.

(2) Le nom de *famennien* a été choisi par M. Gosselet pour désigner le sous-étage des schistes de Famenne. Nous lui donnons ici, avec M. Dewalque, un sens plus large afin de ne pas créer de dénomination nouvelle, celle de *condrusien*, appliquée par Dumont aux mêmes couches, ayant été employée depuis par M. Renevier pour désigner le calcaire carbonifère, ancien *condrusien calcareux* de Dumont.

Digitized by Google

laire du calcaire dans un ensemble de schistes, où ce calcaire parvient, comme à Frasne, à former exceptionnellement des massifs de 500 à 600 mètres. Tantôt le calcaire est bleu, tantôt il est bigarré de rouge et de vert (rouge de Flandre, marbres de Rance et de Fromelennes). Au nord de Givet, près du fort Condé (fig. 251), on peut relever la coupe suivante :

Sous-étage frasnien.
- Schistes de Matagne à *Cardium palmatum*.
- 50m de schistes à nodules argilo-calcaires et masses de calcaire rouge, avec *Atrypa reticularis* et *Spirifer Verneuili*.
- 10m de calcaire bleu foncé.
- 20m de schistes à *Camarophoria formosa*.
- 10m de schistes à *Receptaculites Neptuni*.
- 6m de calcaire argileux à *Spirifer Orbelianus*, *S. aperturatus*, *S. Verneuili*, *Atrypa reticularis*, *Orthis striatula*, *Aviculopecten Neptuni*.
- Calcaire de Givet.

Les *Bronteus flabellifer*, *Cryphæus arachnoïdes*, *Goniatites intumescens*, *Spirifer euryglossus*, *Rhynchonella cuboïdes*, *Pentamerus brevirostris*, *Cyathophyllum hexagonum*, appartiennent à l'ensemble du calcaire frasnien.

Ce calcaire est d'ailleurs plus constant et plus épais, dans l'Entre-Sambre-et-Meuse comme aux abords du Condros, que le calcaire de Givet, avec lequel il a été souvent confondu sous le nom de calcaire eifélien (1). Du reste, selon M. Dupont, les calcaires frasniens constituent, comme ceux de l'eifélien, de vrais récifs dont les uns sont formés de *Stromatopora* et les autres, les calcaires rouges, d'*Alveolites suborbicularis* avec *Acervularia* et *Stromatactis*.

Quant aux *schistes de Matayne*, ils sont noirs, durs, homogènes, pyriteux, finement feuilletés et contiennent *Cardium palmatum* (*Cardiola retrostriata*), *Bactrites subconicus*, *Cypridina* (*Entomis*) *serratostriata*, *Goniatites retrorsus*.

A l'est de Givet, auprès de Barvaux, ces schistes deviennent peu à peu d'un rouge violacé et renferment une variété à très longues ailes de *Spirifer Verneuili*.

Le sous-étage de *la Famenne* présente deux facies qu'on a longtemps regardés comme caractérisant des assises distinctes et dont l'équivalence a été démontrée par M. Gosselet; le facies schisteux des *schistes de Famenne* et le facies arénacé des *psammites du Condros*.

1° *Facies schisteux*. On peut distinguer, de haut en bas :

Sous-étage de la Famenne.
- 4. Calcaire d'Etrœungt à *Spirifer distans*, avec mélange de fossiles dévoniens (*Spir. Verneuili*, *Atrypa reticularis*) et de fossiles carbonifères (*Spir. distans*, *S. mosquensis*).
- 3. Schistes de Sains à *Rhync. letiensis*.
- 2. Schistes de Marienbourg à *Rh. Dumonti*.
- 1. Schistes de Senzeilles à *Rh. Omaliusi*.

Toutes ces assises contiennent le *Spirifer Verneuili* (*S. disjunctus*), qui abonde également dans le frasnien et est ainsi l'espèce caractéristique du dévonien supérieur.

(1) Gosselet, *Ann. de la Soc. géol. du Nord*, III, p. 36.

Digitized by Google

2° *Facies arénacé.* On y peut distinguer six assises (1).

Sous-étage de la Famenne.
6. Calcaire d'Etrœungt.
5. Psammites d'Évieux, micacés et schistoïdes, à *Palæopteris hibernica*, *Sphenopteris flaccida*, *Racophyton Condrusorum*, etc.
4. Psammites durs, à pavés, de Montfort, avec *Cucullæa Hardingii*.
3. Macigno (grès argilo-calcaire) de Souverain-Pré.
2. Psammites d'Évieux, avec nombreuses tiges de *Poteriocrinus*.
1. Schistes argileux verts, à lamellibranches nombreux.

Aux environs de Dolhain, un marbre rouge à crinoïdes, avec calcschistes, épais d'une cinquantaine de mètres, paraît former une couche subordonnée vers la base des psammites du Condros (2).

Le famennien change encore de caractère dans le bassin de Namur, où il ne se compose plus que de schistes oligistifères à *Sp. Verneuili*, que surmonte le grès à pavés des Écaussines, avec *Cucullæa trapezium*.

En résumé, dans cette région de l'Ardenne où le dévonien, sans cesser d'être marin, a presque toujours eu un caractère littoral, la diversité des dépôts est extrême. Les rapides variations minéralogiques d'une même assise, ainsi que les lacunes que présente la série sur un même point, attestent la mobilité du sol. En même temps les colorations rouges et vertes très tranchées que présentent les couches semblent indiquer, avec la fréquence des gisements d'oligiste, que les phénomènes chimiques ont dû, à plus d'une reprise, intervenir activement dans la formation des sédiments.

§ 3

TYPES FRANÇAIS DIVERS DU SYSTÈME DÉVONIEN

Boulonnais. — Le système dévonien affleure, dans le Bas-Boulonnais, sous la forme d'une série de bandes étroites, dont la figure 252 fait connaître la succession. L'étage rhénan fait complètement défaut, ainsi que le sous-étage des schistes à calcéoles.

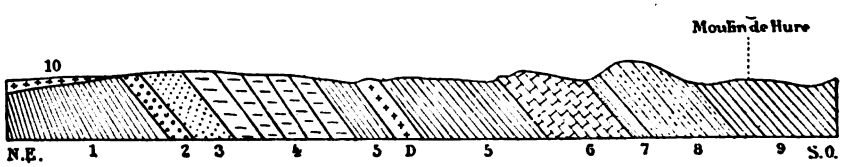

Fig. 252. — Coupe au 20,000e du dévonien du Boulonnais (d'après M. Gosselet). — 1, schistes siluriens, masqués par le gault (10); 2, poudingue; 3, psammites avec végétaux; 4, calcaire de Blacourt; 5, schistes de Beaulieu avec dolomie des Noces (D); 6, calcaire de Ferques; 7, schistes; 8, psammites à *Cucullæa Hardingii*; 9, dolomie carbonifère.

Le tableau suivant indique la composition des couches et leur groupement en étages correspondant à ceux du dévonien de la région ardennaise.

(1) Mourlon, *Bull. Acad. roy. de Belgique*, XXXIX, XL, XLII, 1875-1876.
(2) G. Dewalque, *Ann. Soc. géol. de Belgique*, VIII, p. CXXII.

Digitized by Google

Famennien (*strict. sens.*)
- 7. Psammites jaunes et rougeâtres de Fiennes et de Sainte-Godelaine, à *Cucullæa Hardingii, C. trapezium, Cypricardia, Bellerophon.*
- 6. Schistes rouges et verts.

Frasnien.
- 5. Calcaire de Ferques, bleu noirâtre, fétide quand on le casse; à la base, massif et exploité pour marbre; au sommet, schistoïde et fossilifère; *Spirifer Verneuili, S. Bouchardi, Streptorhynchus umbraculum, Rhynchonella Boloniensis, Atrypa squamigera, Productus subaculeatus, Leptæna Dutertrei, Cyathophyllum hexagonum, Favosites Boloniensis.*
- 4. Schistes de Beaulieu avec dolomie des Noces.
  - Calcaire à *Pentamerus brevirostris.*
  - Marne à *Streptorhynchus elegans.*
  - Argile à *Strept. Bouchardi.*
  - Schistes à *Spirigera Davidsoni.*

Givétien.
- 3. Calcaire de Blacourt, avec *Orthis striatula, Spirigera concentrica, Cyrtina heteroclyta.*
- 2. Grès vert, micacé, à empreintes végétales (fougères, *Lepidodendron, Psilophyton*).
- 1. Schistes rouges et poudingues de Cafflers.

Les assises 1 et 2 correspondraient (1) au poudingue de Pairy-Bonny, dans le bassin de Namur; 3 représenterait le calcaire d'Alvaux. Quant à l'assise 7, elle serait seulement, d'après M. Mourlon, l'équivalent des psammites de Montfort.

Normandie, Armorique, Maine, Anjou. — Le dévonien offre une composition assez uniforme dans le Cotentin (2), l'Orne (3), la Sarthe (4), la Mayenne et l'Ille-et-Vilaine (5), comme on peut s'en convaincre par le tableau suivant :

NORMANDIE	SARTHE	MAYENNE ILLE-ET-VILAINE
Grauwacke à *Pleurodictyum problematicum.*		Schistes de Montigné, schistes et grauwacke de la Lézaie et de la Coudraie, à *Pleurodictyum problematicum.*
Calcaire noir, avec schistes noirs, fétides, de Néhou et de Beaubigny.	Calcaire de Brulon, Viré, Mareil-en-Champagne, Joué-en-Charnie, etc.	Calcaires, fréquemment mêlés de schistes, de Gahard, Izé, la Baconnière.
Grès à *Orthis Monnieri.*		Grès à *Orthis Monnieri* de Gahard et de Saint-Aubin-d'Aubigné.

Toutes ces assises ne représentent que le dévonien inférieur. Le grès à *Orthis Monnieri* contient des *Homalonotus, Grammysia, Pleurodictyum Constantinopolitanum.*

Le calcaire renferme *Homalonotus Gervillei, Cryphæus Michelini, Bronteus Gervillei, Phacops Potieri, Leperditia Britannica, Rhynchonella sub Wilsoni, Athyris Guerangeri, A. undata, Spirifer Rousseaui, S. lævicosta, Pentamerus affinis, P. inornatus, Orthis Trigeri, Meganteris Archiaci, Leptæna Murchisoni, Naticopsis Bigsbyi, Tentaculites, Favosites punctata,* etc.

(1) Gosselet, *Esquisse géol. du Nord de la France*, p. 94.
(2) Dalimier, *Stratigraphie des terrains primaires du Cotentin*, 1861.
(3) De Tromelin, *Association française*, session du Havre, p. 500.
(4) Œhlert et Davoust, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 697.
(5) De Tromelin et Lebesconte, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 615. — Œhlert, *ibid.*, V, p. 578.

Digitized by Google

Les gisements de calcaire dévonien du département de la Mayenne paraissent former deux groupes : l'un, situé sur la rive gauche de la Mayenne (Saint-Céneré, Saint-Pierre-sur-Erve), se relie aux calcaires de la Sarthe (Viré, Brulon), tandis que l'autre, situé sur la rive droite (La Baconnière, Saint-Jean) contient exactement la faune des calcaires de Gahard et de Néhou, caractérisée surtout par *Athyris* (*Spiriyera*) *undata*. Il peut se faire que les calcaires de ces deux groupes représentent deux horizons distincts, quoique très voisins l'un de l'autre (1).

L'ensemble des assises dévoniennes de la Bretagne occidentale peut, selon M. Barrois (2), être classé de la manière suivante :

4. Schistes de Porsguen. — *b*. Schistes grossiers du Fret à *Pleurodictyum problematicum*. — *a*. Schistes noirs bitumineux à orthocères, goniatites, bactrites.

3. Grauwacke du Faou à *Chonetes sarcinulata*. — *c*. Schistes à *Phacops latifrons* et *Leptæna rhomboidalis*. Ardoises de Châteaulin. — *b*. Calcaire de la rade de Brest à *Athyris* et *Rhynchonella livonica*. — *a*. Grauwacke à *Leptæna Murchisoni*.

2. Grès blanc de Landevennec à *Grammysia Hamiltonensis*, *Modiolopsis*, *Cucullæa*, *Ctenodonta*, *Orthoceras*.

1. Schistes et quartzites de Plougastel.

L'assise des schistes et quartzites de Plougastel, puissante de 125 mètres, pourrait être l'équivalent du gédinnien de l'Ardenne. Elle renferme *Homalonotus Vicaryi*, associé à des fossiles constituant une faune mi-partie silurienne, mi-partie dévonienne. D'ailleurs ces schistes reposent, en certains points, par exemple dans la presqu'île de Crozon, sur des assises renfermant la faune troisième.

Le grès blanc de Landevennec correspond au grès taunusien et la grauwacke du Faou représente celle de Coblentz.

Le calcaire de la rade de Brest forme, dans un ensemble de schistes, des lentilles de dimensions extrêmement variables, depuis de simples nodules jusqu'à des masses constituant des collines entières. Il contient la plupart des espèces de Néhou ; sa faune comprend *Spirifer lævicosta*, *Athyris concentrica*. *A. undata*, *Rhynchonella livonica*, *Orthis striatula*, *Favosites polymorpha*, *Aulopora serpens*, etc.

La faune des schistes de Porsguen est intéressante. Elle renferme *Phacops latifrons*, *Orthoceras regulare*, *Goniatites evexus*, *G. subnautilinus*, *Bactrites Schlotheimi*, *Tentaculites sulcatus*, *Strophomena rhomboidalis*, *Cyrtina heteroclita*, *Spirifer elegans*, *Sp. cultrijugatus*, *Leptæna Phillipsi*, *Favosites Goldfussi*, *Cardiola retrostriata* (*Cardium palmatum*). Quelques unes de ces espèces sont connues dans le silurien; d'autres au contraire sont du dévonien supérieur. L'ensemble de cette faune établit donc, selon M. Barrois, une analogie remarquable entre les schistes de Porsguen et les schistes ardoisiers dits de Wissembach qui, dans le Nassau, ainsi que nous le verrons plus loin, séparent le dévonien inférieur du dévonien moyen. Cette zone pourrait correspondre, dans l'Ardenne, à la grauwacke ferrugineuse avec *Spirifer cultrijugatus*.

(1) Œhlert, *Bull. de la Soc. géol.*, 3e série, V, p. 601.
(2) *Ann. Soc. géol. du Nord*, IV, p. 59.

Digitized by Google

Dans la Basse Loire, les trois divisions principales du dévonien sont représentées (1): à la base sont les schistes à *Pleurodictyum problematicum*, renfermant trois masses calcaires exploitées à Liré, à Bouzillé et aux Brulis. Ensuite vient, à l'Ecochère, un calcaire à *Stringocephalus;* puis, après une série de schistes contenant de nombreux acéphalés, apparaît le calcaire de Cop-choux, à *Rhynchonella cuboïdes* et *R. pugnus*.

Le calcaire de l'Écochère se prolonge dans le département de Maine-et-Loire, à Chalonnes et à Montjean, où l'on y observe le genre *Uncites* et un grand brachiopode de la famille des Pentaméridés (2).

Vosges, Morvan, Languedoc. — On trouve le système dévonien dans la région des Vosges, notamment à Chagey (Haute-Saône), sous la forme de schistes gris à *Phacops lævis* et *Orthis opercularis* et de schistes bréchiformes à encrines avec *Spirifer macropterus*, *S. calcaratus*, *Pterinæa lineata*, etc. (3). Les environs de Schirmeck, à Vachenbach et Barembach, offrent des calcaires cristallins, parfois amygdalins et bariolés, qui semblent aussi devoir être rapportés à l'étage des marbres griottes dévoniens.

M. Michel-Lévy a signalé (4), aux alentours du Morvan, quelques lambeaux qui paraissent appartenir au système dévonien. Près de Luzy et du Creusot, ce sont des quartzites de couleur foncée, contenant quelquefois des crinoïdes spathiques. Ailleurs il s'agit de grès argileux jaunâtres avec encrines et *Spirifer*. C'est à ce niveau que devraient être rapportées les lentilles calcaires de Dion et de Cussy-en-Morvan.

Le Pic de Cabrières, près de Neffiez, offre une coupe assez intéressante d'un îlot dévonien, isolé dans la région du Languedoc. On observe de haut en bas (5):

4. Marbre à encrines avec petits trilobites.
3. Calcaire griotte rouge à Goniatites.
2. Quartz lydien.
1. Calcaire schisteux à polypiers, avec quartz lydien.

Le calcaire à polypiers contient, avec les genres *Phacops*, *Harpes*, *Bronteus*, *Rhynchonella sub Wilsoni*, *Pentamerus Languedocianus*, *Cyathophyllum*, *Stromatopora concentrica*; sa faune offre des affinités à la fois siluriennes et dévoniennes (6). Quant au calcaire griotte, il renferme *Cardium palmatum* associé aux *Goniatites amblylobus* et *G. retrorsus*.

Pyrénées. — Le système dévonien paraît occuper une assez grande place dans les Pyrénées. On y peut distinguer un étage inférieur, formé de schistes, de grauwackes et de calcaires. Aux environs de Gèdre et de Laruns, cet étage abonde en *Spirifer* avec polypiers, bryozoaires et *Atrypa*. Dans la Haute Garonne, on y a trouvé quelques trilobites du genre *Phacops*.

(1) Bureau, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XVI, p. 822; XVII, p. 789; XVIII, p. 337.
(2) Œhlert, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 276.
(3) Chevillard, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIV, p. 124.
(4) *Carte géologique de France; notice explicative de la feuille d'Autun.*
(5) De Rouville, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXV.
(6) De Tromelin et de Grasset, *Assoc. française*, session de Montpellier.

Digitized by Google

Au col d'Aubisque (Basses-Pyrénées), le dévonien inférieur renferme *Rhynchonella sub Wilsoni*, *Athyris Exquerrai*, *Spirifer macropterus*, *Leptæna Murchisoni*(1).

L'étage supérieur offre, avec des schistes siliceux, un niveau très constant de *marbres amygdalins*, où le calcaire cristallin constitue en général des nodules plus ou moins arrondis, pétris de goniatites et entourés de schiste. Ces marbres forment des variétés désignées sous les noms de *marbre griotte*, quand le schiste qui accompagne le calcaire est coloré en rouge et de *marbre Campan* (du nom de la vallée où on l'exploite), lorsque ce schiste est vert.

Les exploitations de griotte se trouvent généralement à la partie supérieure du dévonien; dans la province de Léon, les calcaires rouges à goniatites reposent (2) sur les schistes à *Cardium palmatum* de la Collada de Llama, mais en stratification transgressive, c'est-à-dire en débordant notablement ces schistes, car souvent on voit les calcaires s'appuyer sur les grès siluriens. Enfin ils sont recouverts par le calcaire carbonifère à *Productus giganteus*. La faune des marbres griottes, dans laquelle M. Barrois cite deux espèces de *Phillipsia*, genre de trilobites carbonifère, ainsi que les *Goniatites crenistria*, *G. Henslowi*, *G. cyclolobus*, associés à *Orthoceras giganteum*, *Spirifer glaber*, etc., offrirait ainsi un cachet spécial qui devrait la faire placer au-dessus de celle des couches à clyménies de la région rhénane. M. Barrois est même porté à considérer les griottes comme un membre de la formation carbonifère. D'autre part, le même auteur signale les relations très étroites des griottes des Pyrénées avec les calcaires amygdalins, à schistes rouges et verts, que M. Tietze (3) a étudiés à Ebersdorf, dans la haute Silésie. Ces marbres renferment une faune de clyménies et de goniatites avec *Proetus*, *Phacops*, que malgré la présence de brachiopodes à facies carbonifère, M. Tietze n'hésite pas à attribuer au dévonien supérieur. Jusqu'à ce que la question ait été définitivement tranchée, il est peut-être prudent de maintenir dans le dévonien, tout au plus à titre de couche de passage, les griottes des Pyrénées, où l'association du calcaire avec les schistes rouges et verts rappelle ce qui se passe si souvent dans le système dévonien du nord, depuis les *cornstones* du gédinnien et de l'*old red* jusqu'aux marbres bariolés du frasnien et aux schistes à nodules du *Kramenzel* (4). Notons toutefois que M. Stuart Menteath (5) est arrivé récemment, pour les griottes de la Navarre et du Guipuzcoa, aux mêmes conclusions que M. Barrois.

§ 4

TYPES ÉTRANGERS DIVERS DU SYSTÈME DÉVONIEN

Vieux grès rouge d'Angleterre. — Dans la partie septentrionale de la Grande-Bretagne, le système dévonien est représenté par un ensemble de grès, de conglomérats et de schistes rouges, qui a reçu le nom de *vieux grès rouge* (*old red*

(1) De Mercey, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIII, p. 280.
(2) Ch. Barrois, *Ann. Soc. géol. du Nord*, VI, p. 274.
(3) *Palæontographica*, Cassel, 1870.
(4) Voir plus loin.
(5) *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 312.

Digitized by Google

sandstone), par opposition à un grès analogue (*new red sandstone*), d'âge permien ou triasique, qui recouvre le terrain houiller, auquel le premier est inférieur.

Aussi bien dans les comtés de Worcester et de Hereford qu'en Écosse, dans le Lanarkshire, la transition est tout à fait graduelle entre le silurien et l'old red. Ainsi, à Ledbury, on observe la coupe suivante (1) :

Base de l'Old red.	Marnes rouges avec grès gris et rougeâtre à *Pteraspis* et *Cephalaspis*. 6m de marne grise et rouge à *Auchenaspis*, *Plectrodus*, *Cephalaspis*, *Onchus*, *Pterygotus*, *Lingula cornea*. 11m de schistes pourprés et grès en plaquettes. 2m.50 de schistes et grès à *Cephalaspis Murchisoni* et *Pterygotus*.
Couches de passage.	64m de marnes rouges et bigarrées et de grès en plaquettes avec *Lingula cornea* et *Pteraspis*. 4m de grès de Downton.

L'*old red* atteint 2500 à 3000m de puissance dans le Shropshire, l'Herefordshire et le Worcestershire. On y distingue :

6. Conglomérat et grès à *Pterichthys*.
5. Grès de couleur chocolat.
4. Marnes rouges et vertes, grès et *cornstones*.
3. Grès blanchâtres à *Eurypterus*.
2. Marnes rouges et dalles, avec *cornstones*, contenant *Cephalaspis* et *Pteraspis*.
1. Schistes vert olive de Ledbury et Ludlow, à *Auchenaspis* et *Cephalaspis*.

Les *cornstones* du dévonien anglais sont des concrétions de calcaire impur en forme de nodules passant parfois à de véritables massifs calcaires.

Nous avons vu que des couches à nodules tout à fait semblables avaient été observées dans le dévonien inférieur de la Belgique. Ces noyaux sont évidemment dus à des phénomènes de concrétion et n'ont rien de commun avec des cailloux roulés. Leur origine est la même que celle des nodules du frasnien ardennais.

C'est dans les *cornstones* et dans les schistes où la matière calcaire est le plus répandue que sont concentrés d'ordinaire les débris de poissons.

Écosse. Irlande. — Le vieux grès rouge forme en Écosse plusieurs bassins, dont le plus important est celui qui comprend, avec la côte de Caithness et de Sutherland, les Orcades et les Shetland. Dans ce bassin, où l'épaisseur totale de l'*old red* n'est pas inférieure à 5000m, M. Geikie (2) distingue la série suivante, de haut en bas :

9. Grès rouges avec lits de schiste et de calcaire impur, à *Pterichthys*, *Holoptychius* et végétaux terrestres des genres *Lepidodendron*, *Cyclostigma*, *Bornia*, *Stigmaria* (600m).
8. Schistes à *Dipterus*, *Osteolepis*, *Coccosteus* (300m).
7. Grès à fausses stratifications (120m).
6. Schistes gris et couleur crème, schistes bleus avec minces lits calcaires ; schistes fortement bitumineux avec poissons : *Acanthodes*, *Diplacanthus*, *Cheiracanthus*, *Osteolepis*, *Coccosteus* ; crustacés : *Estheria membranacea* ; et végétaux : *Lepidodendron*, *Lycopodites*, *Psilophyton* (1500m).
5. Schistes gris sombre avec lits calcaires minces, à *Psilophyton* et *Caulopteris*, avec *Pterygotus*, *Dipterus*, *Diplopterus* (1500m).
4. Grès rouge sombre avec conglomérats (600m).
3. Conglomérat bréchiforme (100m).
2. Grès couleur chocolat et schistes, à *Pterygotus* (140m).
1. Conglomérat grossier de la base (15m).

(1) *Quarterly Journal of the Geol. Soc. of London*, XVI, p. 194 ; XXII, p. 152.
(2) *Transactions of the royal Soc. of Edinburgh*.

Digitized by Google

Au sud des Grampians, la composition de l'*old red* est la suivante :

Étage supérieur.	5. Grès jaune, immédiatement inférieur au terrain houiller et contenant : *Holoptychius*, *Glyptopomus*, *Pterichthys* et végétaux des genres *Cyclostigma*, *Palæopteris*, etc.
Étage moyen.	4. Schiste rouge et grès avec *cornstones*, contenant *Holoptychius nobilissimus*. 3. Conglomérat.
Étage inférieur.	2. Conglomérat épais. 1. Grès gris à pavés avec schistes rouges et gris, à *Pteraspis*, *Cephalaspis*, *Pterygotus anglicus*, *Parka decipiens*.

C'est dans des couches de grès calcifère, associées à un ensemble de schistes et de grès rouges en stratification concordante avec l'*old red*, qu'on avait trouvé, près d'Elgin, les restes d'un reptile téléosaurien, *Telerpeton Elginense*. La présence de ce type de vertébré et surtout son association à un autre reptile d'affinités nettement triasiques, *Hyperodapedon*, ont donné à penser que les couches qui les contiennent, malgré leur concordance apparente avec l'*old red*, doivent faire partie, non du *vieux*, mais du *nouveau grès rouge*, c'est-à-dire du trias. Rien en effet ne serait plus extraordinaire que la présence de vertébrés de cet ordre dans le dévonien, alors que les reptiles amphibies commencent à peine à se montrer dans le système carbonifère.

En Irlande, on observe à Kilkenny, au-dessous du système carbonifère, un grès jaune à *Coccosteus* et *Dendrodus*, qui est l'équivalent du grès jaune d'Écosse : cette assise contient une fougère, *Cyclopteris* (*Palæopteris*) *hibernica*. Le dévonien moyen paraît faire défaut ; mais l'étage inférieur est représenté par les schistes et grès de Glengariff et de Killarney, qui passent, par des grès et schistes pourprés, au silurien supérieur.

Type du Devonshire. — Dans le Devonshire méridional, le système dévonien est principalement constitué par des schistes verts chloriteux, alternant avec des schistes quartzeux et des grès. Çà et là des schistes calcaires s'y trouvent intercalés ainsi que de minces assises d'un calcaire bleu cristallin. Parfois aussi on observe des conglomérats, passant au vieux grès rouge. Mais l'ensemble est fortement bouleversé par diverses apparitions de roches éruptives. En combinant la série du Devonshire et celle de Cornouailles et mettant à profit de récentes découvertes faites aux environs de Torquay et de Torbay (1), on peut établir, de haut en bas, la série suivante : (voir page 723).

Si, dans l'origine, faute d'un nombre suffisant d'espèces caractéristiques, on a pu avoir des doutes sur l'assimilation des étages du dévonien anglais à ceux du continent, il ne doit plus rester à cet égard la moindre incertitude après la découverte d'espèces aussi importantes que les stringocéphales et les goniatites. En outre, l'existence, à divers niveaux, de poissons identiques avec ceux du vieux grès rouge, *Pteraspis* en bas, *Coccosteus* en haut, justifie bien l'équivalence, depuis longtemps admise, du dévonien du Devonshire avec l'*old red* du Shropshire et de l'Écosse.

(1) Lee, *Geol. Magazine*, 1877, p. 100. — Rœmer, *Geol. Mag.*, 1880, p. 145. — Lyell, *Elements*, 1875, p. 532.

Digitized by Google

	Assise de Pilton (passage au carbonifère).	9. Schistes bruns, calcaires, avec espèces carbonifères associées à *Spirifer Verneuili*. 8. Grès brun et jaune avec coquilles marines et plantes terrestres (*Stigmaria*, *Sagenaria*).
Étage famennien.	Assise de Petherwyn.	7. Schiste gris et verdâtre avec calcaire noduleux à *Clymenia*, *Goniatites*, *Spirifer Verneuili*. 6. Schiste argileux rouge de Saltern Cove avec *Goniatites retrorsus*, *Bactrites Schlotheimi*, *Cardium palmatum* ; Hématite, calcaire en plaquettes et calcaire noduleux de Lower Dunscombe avec *Goniatites intumescens*, *Phacops cryptophthalmus*, *Coccosteus*.
Étage eifélien.	Assise d'Ilfracombe ou de Plymouth.	5. Grès dur gris et rouge et schistes micacés sans fossiles. 4. Calcaire gris compact de Newton Bushel, Torquay, Plymouth, avec *Stringocephalus Burtini*, *Uncites gryphus*, *Megalodon cucullatus*, *Favosites polymorpha*. 3. Schiste argileux gris ou jaunâtre d'Ogswell-House et de Torquay avec *Calceola sandalina*, brachiopodes divers, *Fenestella*.
Étage rhénan.	Assise de Linton.	2. Grès durs, verdâtres, rouges et pourprés, avec *Spirifer*. 1. Schistes chloriteux et schistes argileux de Looe à *Pteraspis cornubicus*, *Orthis laticosta* et *Pleurodictyum problematicum*. Schistes argileux de Meadfoot Sands, près Torquay, à *Homalonotus*.

L'assise de Pilton a été considérée par M. G. Dewalque (1) comme la base du système carbonifère; peut-être représente-t-elle quelque chose d'analogue au calcaire d'Etrœungt, c'est-à-dire une véritable zone de passage.

Région de l'Eifel. — Aux environs de Stollberg, la série dévonienne est assez complète. Elle comprend (2) :

Étage famennien.	13. Schistes calcarifères à *Cyathophyllum flexuosum* et *Spirifer Verneuili* (zone d'Etrœungt). 12. Psammites de Nuttheim, à *Cucullæa Hardingii*. 11. Schistes noirs verdâtres à *Cardium palmatum*. 10. Schistes grossiers, calcarifères et verdâtres et schistes avec nodules de calcaire rouge à *Spirifer Verneuili*, *Rhynchonella cuboides*, *Pentamerus galeatus*, *Acervularia pentagona*. 9. Calcaire à *Stromatopora polymorpha* (*frasnien*).
Étage eifélien.	8. Grès calcarifère à *Stringocephalus Burtini* et *Cyathophyllum quadrigeminum*. 7. Grès rouge à minerai de fer.
Étage rhénan.	6. Grauwacke rouge amarante et grès vert. 5. Schistes rouges et verts et poudingues (assise de Burnot). 4. Grès vert sombre. 3. Grauwackes et schistes à nodules. 2. Grès gris clair (taunusien). 1. Grès verdâtre psammitique et schistes bigarrés (gédinnien).

Ainsi le dévonien moyen paraît très réduit et l'étage inférieur offre un facies voisin de celui qu'il présente sur la bordure orientale du bassin de Dinant.

(1) *British assoc.*, 1877.

(2) Gosselet, *Ann. Soc. géol. du Nord*, III, p. 8. — Voir aussi les travaux de Baur (1849) F. Rœmer (1855), Schlönbach (1863), Kayser (1870), de Dechen.

Digitized by Google

Le système dévonien est très bien représenté et très fossilifère dans l'Eifel, où les travaux de M. Kayser (1) permettent d'établir les subdivisions suivantes :

Famennien.
8. Schistes à *Cypridines* (*Cypridina serratostriata*).
7. Schistes marneux gris verdâtre de Büdesheim à *Goniatites* (*Goniatites retrorsus*, *G. primordialis*, *Cardium palmatum*).
6. Couches à *Rhynchonella cuboides*; calcaires noduleux, marnes dolomitiques et calcaires en plaquettes (*Spir. Verneuili*, *Rhync. cuboides*, *Camarophoria formosa*).

Eifélien.
5. Assise à *Stringocéphales*.
b. Calcaires compacts à *Stringocéphales* de Paffrath (400m) (*S. Burtini*, *Spirifer Urii*).
a. Couche à crinoïdes (10m), remplie de crinoïdes et de polypiers, avec *Orthis eifeliensis*, *Pentamerus galeatus*, *Calceola sandalina*.
4. Assise à Calcéoles.
b. Zone à *Calceola sandalina*; calcaire marneux à *Spirifer concentricus*; au sommet, *Retzia ferita*, *Spir. elegans*.
a. Zone à *Spir. cultrijugatus*; calcaire ferrugineux, minerai de fer et grauwacke (*Phacops latifrons*, *Streptorhynchus umbraculum*).

Rhénan.
3. Couches de Vicht; (*Cryphæus laciniatus*, *Chonetes sarcinulata*, associés à des formes du dévonien moyen, *Phacops latifrons*, *Spirifer cultrijugatus*).
2. Couches Ahriennes; Schistes et grauwackes à *Spirifer paradoxus*, *S. speciosus*, Ptérinées, Nucules, Murchisiones, Pleurotomaires.
1. Couches Coblenciennes; Grès, grauwackes de Stadtfeld et schistes argileux à *Pleurodictyum problematicum*, *Leptæna laticosta*, ? *Chonetes sarcinulata*, *Rhync. livonica*.

Westphalie, Nassau, Hartz. — La série dévonienne de la Westphalie, du Nassau et du Hartz est assez homogène. Elle comprend les divisions suivantes :

ETAGES	WESTPHALIE, NASSAU	HARTZ
Famennien.	Schistes à cypridines. Schistes à nodules calcaires dits *Kramenzel*, avec Clyménies. *Flinz* et assises à Goniatites. Schistes à nodules (*Kramenzel* inf.) avec *Rhync. cuboides*.	Sch. à cypridines de Lautenthal. Calcaire *Kramenzel* du Schulenberg à Clyménies, Tentaculites et *Phacops lævis*. Calcaire d'Altenau à *Goniatites retrorsus* et *Cardium palmatum*. Calcaire de l'Iberg et du Winterberg, avec minerai de fer, *Rhync. cuboides*, *Goniatites primordialis*, *G. intumescens*.
Eifélien.	Calcaire à Stringocéphales avec diabases et schalstein. Couches à Calcéoles et minerai de fer à *Spirifer cultrijugatus*.	Calc. à Stringocéphales de Buntenbock, avec diabase et schalstein. Schistes à calcéoles d'Auerhahn à *Spirifer speciosus*, *Phacops latifrons*.
Rhénan.	Schistes ardoisiers de Wissembach à Orthocères et Goniatites. Grauwacke coblencienne ou Grès à Spirifères (*S. macropterus*, *S. micropterus*).	Schistes à Orthocères. Grès à Spirifères du Kahlenberg à *Homalonotus gigas*, *Spir. macropterus*.

C'est dans l'assise inférieure du rhénan que doivent être placés, comme l'avait pensé Dumont, les schistes et quartzites du Taunus (2).

(1) *Zeits. d. d. geol. Gesells.*, 1870, 1871, 1872, 1873.
(2) G. Dewalque, *Ann. Soc. géol. de Belgique*, VIII, p. CLXIX.

Digitized by Google

Des doutes ont été émis relativement à la position des schistes de Wissembach, dont la faune, inconnue dans l'Eifel comme dans l'Ardenne, semble offrir des affinités siluriennes assez marquées. A Greiffenstein, dans le Nassau, on a constaté que cette assise était associée à un quartzite à pentamères d'apparence silurienne. Quelques géologues ont alors pensé qu'il y avait renversement et que les schistes de Wissembach étaient inférieurs à la grauwacke à spirifères et faisaient partie du silurien supérieur (1). Mais M. Maurer (2) a trouvé, dans les couches à orthocères de la vallée du Ruppbach, *Pleurodictyum problematicum* et *Rhynchonella livonica*. De plus, les couches à pentamères lui ont fourni, avec *Pentamerus rhenanus* et *Bronteus cameratus*, *Phacops latifrons*, *Streptorhynchus umbraculum* et d'autres fossiles dévoniens. Enfin nous avons vu que M. Barrois avait retrouvé en Bretagne, dans les schistes de Porsguen, au sommet du dévonien inférieur, une faune offrant des associations semblables à celles qui caractérisent les schistes de Wissembach. La succession des couches doit donc demeurer telle qu'elle a été donnée par M. de Dechen.

De cette manière, l'étage rhénan, dans la région du Taunus et du Westerwald, comprend (3) :

7. Schistes à orthocères de Wissembach.
6. Quartzites de Greiffenstein et schistes du Ruppbach à *Pentamerus rhenanus*.
5. Coblencien supérieur, grauwacke schisteuse à *Phacops latifrons*, *Spirifer cultrijugatus*, *S. speciosus*.
4. Coblencien moyen, schistes durs bleus et grès en plaquettes, avec nombreux végétaux (*Halyserites*, *Chondrites*) et rares animaux marins.
3. Coblencien inférieur à *Homalonotus crassicauda*, *Grammysia Hamiltonensis*, *Pleurodictyum problematicum*.
2. Schistes du Hunsrück à *Phacops Ferdinandi*, *Homalonotus planus*.
1. Quartzites du Taunus, à *Homalonotus Rœmeri*, *Spirifer primævus*, *Tentaculites grandis*.

Si les schistes de Wissembach paraissent plus voisins, par leur faune, des étages E, F et G de Bohême que ne le sont les assises coblenciennes, c'est parce que ces schistes correspondent à un retour du facies marin *pélagique*, après une succession de sédiments littoraux ou de mer peu profonde, dont les conditions de dépôt s'éloignaient beaucoup de celles qui avaient caractérisé, sur le continent, la fin de la période silurienne.

Le dévonien moyen du Nassau est remarquable par les nombreux épanchements de diabase qui s'y sont fait jour et qui, en se mêlant aux sédiments schisteux, ont donné naissance à un tuf particulier, connu sous le nom de *schalstein*. A Brilon, en Westphalie, la partie supérieure du calcaire à stringocéphales est formée par une couche d'oligiste à crinoïdes dont les fossiles, *Phacops latifrons*, *Stringocephalus Burtini*, *Uncites gryphus*, *Camarophoria formosa*, *Rhynchonella cuboides*, *Goniatites retrorsus*, offrent un mélange complet des formes de l'eifélien avec celles du famennien (4).

(1) Koch, *Verhandlungen d. naturhist. Vereins v. Rheinl.*, 1872, IX, p. 85. — Rœmer, *Zeits. der deutsch. geol. Gesellschaft*, XXVI, p. 752.
(2) *Neues Jahrbuch*, 1878, p. 49.
(3) Koch, *Jahrbuch der k. preuss. geol. Landesanstalt*, 1880, p. 190
(4) Kayser, *Zeits. d. d. g. Gesells.*, XXIV, p. 653.

Digitized by Google

A la base de l'étage supérieur il y a souvent, en Westphalie, une assise à nodules calcaires, qui contient la faune des couches à *Rhynchonella cuboides* et que surmontent 300 mètres de schistes ardoisiers avec bancs calcaires, constituant ce qu'on a appelé le *Flinz*. Ces schistes sont l'équivalent stratigraphique des couches à *Goniatites intumescens* et *G. retrorsus*.

Quant à l'assise à clyménies, qui contient des formes nouvelles et spéciales de goniatites, elle est formée de grès très micacés, d'un gris jaunâtre, et de schistes argileux d'un brun rouge, contenant souvent des rognons calcaires irréguliers, disséminés dans la masse du terrain parallèlement à la stratification. Quand ces nodules ont été enlevés par suite de l'action dissolvante des eaux chargées d'acide carbonique, il en résulte une roche criblée de trous, d'aspect scoriacé, désignée sous le nom de *kramenzel*. Du reste, il arrive souvent que l'assise inférieure au *flinz* soit elle-même constituée à l'état de *kramenzel*. La faune des couches à clyménies est bien développée à Brilon.

Russie. — Le système dévonien occupe en Russie une surface aussi étendue que celle des Iles Britanniques et il affleure en couches à peu près horizontales, régulièrement recouvertes par le système carbonifère.

La zone à *Cephalaspis*, *Pteraspis* et *Pterygotus*, qui caractérise la base de l'*old red* écossais, fait défaut en Russie, où l'on trouve seulement les étages moyen et supérieur. Mais ces étages, surtout le dernier, offrent un réel intérêt par la combinaison, mieux marquée que celle qui a été récemment constatée dans le Devonshire, du facies de l'*old red* avec celui des dépôts dévoniens de la région rhénane. L'ensemble se compose de calcaires en couches minces, contenant des mollusques et alternant avec de puissantes assises de schistes, de marnes, de sables et de grès qui renferment les poissons du vieux grès rouge écossais. Il n'est même pas rare de trouver réunis, dans le même fragment de roche, des mollusques dévoniens typiques et les ichthyolithes de l'*old red*.

Les fossiles marins du dévonien russe sont : *Productus productoides*, *Rhync. Livonica*, *Spirifer Archiaci*, *Lingula bicarinata*, etc., avec des polypiers et des encrines.

Parmi les poissons, on remarque les *Holoptychius nobilissimus*, *Pterichthys major*, *Asterolepis*, appartenant à la partie supérieure des dépôts écossais, et Pander a également décrit des *Coccosteus*, *Osteolepis*, *Diplopterus* et *Dipterus*, représentant l'étage de Caithness.

Dans la région de l'Oural, sur les bords de la Petchora, on retrouve (1) les formes caractéristiques du dévonien supérieur de la région rhénane, *Rhynchonella cuboides*, *Camarophoria formosa*, *Spirifer pachyrhynchus*, etc. Comme d'ailleurs M. de Keyserling a signalé, dans le bassin de la Petchora, des couches, dites de Domanik, dont les caractères pétrographiques et paléontologiques sont ceux de l'assise à goniatites, on voit que le facies rhénan du famennien se poursuit à de grandes distances avec une frappante uniformité.

(1) Grünewaldt, *Mém. Acad. de Saint-Pétersbourg*, II, 1860.

Digitized by Google

Espagne, Turquie, Afrique. — Le dévonien existe en divers points de l'Espagne, notamment aux Asturies, où il débute par des grès comparables à ceux de Plougastel, dans le Finistère, couronnés par des bancs à minerai de fer. Ensuite vient un étage calcaire contenant les divers niveaux paléontologiques du rhénan breton et surmonté par des calcaires à calcéoles et à *Pentamerus rhenanus* (1), que recouvrent les griottes à goniatites.

Dans la province de Léon, à Ferrones, M. de Verneuil (2) a depuis longtemps signalé une zone de calcaires, avec grès et schistes, qui contiennent la faune rhénane de Néhou et de Gahard, *Phacops latifrons*, *Cryphæus calliteles*, *Athyris concentrica*, *A. Ferronesensis*, *A. Ezquerrai*, *Pentamerus galeatus*, *P. globus*, *Cyrtina heteroclita*, *Orthis Gervillei*.

Pour M. Barrois (3), l'ensemble du dévonien des Asturies et de la Galice peut être exprimé par le tableau suivant :

8. Grès de Cué.
7. Calcaire de Candas à *Spirifer Verneuili*.
6. Grès à *Gosseletia*.
5. Calcaire de Moniello à Calcéoles.
4. Calcaire d'Arnao à *Spirifer cultrijugatus*.
3. Calcaires de Ferrones à *Spirigera* (*Athyris*)
2. Schistes et calcaires de Nieva, à *Spirifer hystericus*.
1. Grès ferrugineux de Furada.

L'assise 1 correspond au taunusien; 2, 3 et 4 forment le coblencien; 6 est l'équivalent arénacé du calcaire de Givet; 7 représente le calcaire de Frasne et 8 les schistes de Famenne.

Le dévonien a été reconnu sur les rives du Bosphore, où l'étage rhénan est représenté par des schistes dont les fossiles offrent une grande analogie avec ceux du rhénan de l'Armorique. C'est ainsi que les *Homalonotus Gervillei*, *Trigeria Guerangeri*, *Orthis Gervillei*, *Spirifer Davousti*, *Pleurodictyum Constantinopolitanum*, etc., sont communs au Bosphore et à la Bretagne (4). Ainsi ces deux régions, à l'époque du dévonien inférieur, faisaient sans doute, avec l'Espagne, partie d'une même province biologique. Enfin le dévonien occupe des surfaces étendues dans le centre du Sahara, sous la forme de grès, noirâtres à la surface, avec argiles alumineuses, où l'on a pu reconnaître *Spirifer ostiolatus*, *S. Bouchardi*, *Rhynchonella Daleidensis*, etc. (5). D'autres fossiles dévoniens ont été recueillis par Barth au nord de Mourzouk et par Duveyrier à Serdelès; des grès du même âge, à *Rhodocrinus verus*, apparaissent au pied de l'Atlas marocain.

Amérique du Nord. — Dans l'Amérique du Nord, il y a transition graduelle du silurien au dévonien. Pendant le dépôt des couches de ce dernier système, il paraît y avoir eu accroissement progressif des surfaces continentales qui avaient commencé à se dessiner lors de la période silurienne. La plus grande partie du continent actuel formait alors une mer intérieure, avec des îles et des bas-fonds sur l'emplacement qu'occupent aujourd'hui les Montagnes-Rocheuses et les Apa-

(1) Ch. Barrois, *Ann. Soc. géol. du Nord*, IV, p. 300.
(2) *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, VII, p. 155.
(3) Communication directe de M. Barrois.
(4) De Verneuil, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXI, p. 147.
(5) Pomel, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 526.

Digitized by Google

laches, tandis que, selon toute probabilité, le Canada oriental et la Nouvelle-Angleterre étaient émergés. — Voici la composition du dévonien des États-Unis :

Étage de Catskill.	10. Grès rouge de *Catskill*, à *Holoptychius Americanus* et *Cyclopteris minor* (1000 à 2000m).
Étage de Chemung.	9. Schistes et grès de *Chemung*, à avicules et spirifères, avec *Cyclopteris Halli*, *Lepidodendron Chemungense* (450m). 8. Grès et schistes grossiers de *Portage* à *Aviculopecten duplicatus* (300m à 400m).
Étage d'Hamilton. (360m)	7. Schiste bitumineux de *Genesee* à *Lingula subspatulata*. 6. Schistes et dalles de *Hamilton*, avec calcaires, à *Atrypa aspera*, *Spirifer mucronatus*, *Grammysia bisulcata*, *Phacops bufo*, *Cryphæus calliteles*. 5. Schiste argileux de *Marcellus* à *Goniatites Marcellensis*.
Étage cornifère.	4. Calcaire *cornifère* (groupe supérieur d'Helderberg). 3. Grès de *Schoharie*. 2. Grès à *queue de coq* (*Cauda galli*).
Étage d'Oriskany.	1. Grès d'Oriskany à *Spirifer arenosus*.

Le grès d'Oriskany est quelquefois rapporté au silurien supérieur. C'est à ce niveau que se rencontre *Psilophyton princeps*.

L'étage cornifère débute par un grès où abondent des empreintes en forme de queue de coq, qu'on a rapportées à une algue, *Spirophyton cauda galli*. Le calcaire *cornifère*, qui termine cet étage et dont le nom vient des veines de silex corné, avec spicules d'éponges, qu'il contient, est par excellence le niveau des polypiers coralligènes dans le groupe primaire américain. Les *Zaphrentis gigantea*, *Phillipsastræa Verneuili*, *Cyathophyllum rugosum*, *Favosites Goldfussi*, *Aulopora cornuta*, y sont associés à *Nucleocrinus Verneuili*, *Spirifer acuminatus*, *Conocardium trigonale*. En fait de trilobites, on peut citer *Phacops bufo*. Enfin on mentionne aussi, dans la faune du calcaire cornifère, le *Pleurodictyum problematicum* du dévonien inférieur de l'Europe. C'est à cette époque que se montrent, en Amérique, les premiers vertébrés, représentés par des poissons, sélaciens, ganoïdes et placoïdes (1). Ainsi les poissons auraient apparu en Amérique plus tard qu'en Europe.

L'époque de Hamilton est intéressante par ses restes végétaux, qui dénotent l'existence d'une flore terrestre formant des fourrés et des bois autour de marécages très étendus. On y observe *Lepidendron primævum*, *Sigillaria Halli*, *Cordaites Robbii*, *Nevropteris polymorpha*, *Cyclopteris Jakcsoni*, *Calamites transitionis*, *Asterophyllites latifolia*, enfin des troncs de conifères. C'est aussi dans le même étage que se rencontrent les premiers insectes névroptères, *Platephemera antiqua*, *Xenoneura antiquorum*, enfin des poissons tels que *Cephalaspis*, *Coccosteus*, *Ctenacanthus*, etc.

En résumé, l'ensemble du dévonien d'Amérique offre un facies très spécial, qui rend difficile l'assimilation des divers étages avec ceux du dévonien d'Europe. Il est probable que les étages de Chemung et de Catskill correspondent au famennien ; même on a trouvé, dans le grès de Catskill, une espèce végétale des psammites du Condros, *Sphenopteris flaccida* (2). Mais on ne saurait dire exactement quel est le représentant américain de l'eifélien.

(1) Dana, *Manual*, 1875, p. 261. — (2) Ch. Barrois, *Ann. Soc. géol. du Nord*, VI, p. 236.

Digitized by Google

TABLEAU DU SYNCHRONISME DES ASSISES DÉVONIENNES.

	RÉGION ARDENNAISE	BOULONNAIS	NORMANDIE, ARMORIQUE	ÉCOSSE	DEVONSHIRE	RÉGION RHÉNANE	AMÉRIQUE DU NORD
ÉTAGE FAMENNIEN.	Calcaire d'Etrœungt. Schistes de Famenne et Psammites du Condros. Schistes de Matagne à Cardium palmatum. Calcaire de Frasne et marbres rouges de Flandre.	Psammites de Fiennes. Calcaire de Ferques. Schistes de Beaulieu.	Calcaire de Cop-Choux à Rhync. cuboides.	Grès jaune à Holoptychius et Palæopteris.	Assise de Pilton. Assise de Petherwyn.	Schistes à cypridines. Kramenzel à clyménies. Flinz et couches à goniatites. Kramenzel à Rh. cuboides.	Grès rouge de Catskill. Étage de Chemung.
ÉTAGE EIFÉLIEN.	Calcaire de Givet. Schistes à calcéoles et calcaire de Couvin. Zone à Spirifer cultrijugatus.	Calcaire de Blacourt. Grès à végétaux. Schistes rouges de Caffiers.	Calcaire de l'Ecochère à Stringocéphales.	Schistes rouges et cornstones.	Assise d'Ilfracombe ou de Plymouth.	Calcaire à Stringocéphales. Couches à calcéoles. Schistes de Wissembach et quartzites de Greiffenstein.	Étage de Hamilton. Étage cornifère.
ÉTAGE RHÉNAN.	Sous-étage Coblencien. (Poudingue de Burnot. Grès de Vireux. Grauwacke de Montigny.) Sous-étage Taunusien. (Grès d'Anor.) Sous-étage gédinnien.		Grauwacke à Pleurodictyum. Calcaire de Brulon, Viré, Néhou. Grès à Orthis Monnieri. Schistes et quartzites de Plougastel.	Conglomérats et grès à Pteraspis.	Assise de Linton.	Grauwacke à spirifères. Grès du Taunus.	Étage d'Oriskany.

Digitized by Google

CHAPITRE IV

SYSTÈME PERMO-CARBONIFÈRE

§ 1

GÉNÉRALITÉS SUR LA PÉRIODE PERMO-CARBONIFÈRE

Caractères généraux et divisions de la période. — Nous avons vu la végétation terrestre s'essayer, en quelque sorte, pendant la période dévonienne et les vertébrés, ces futurs possesseurs de la terre ferme, ne s'y montrer encore que sous la forme de poissons, analogues par leur organisation à ceux qui, de nos jours, fréquentent certains estuaires des régions chaudes. Mais les continents sont trop peu étendus et trop mal assis; l'atmosphère, de son côté, est trop chargée de principes irrespirables pour que la vie organique puisse se déployer en abondance ailleurs que dans les océans.

La période qui va s'ouvrir inaugure un nouvel état de choses. Entre les terres définitivement émergées et les rivages que le flot marin vient battre s'étendent de vastes lagunes, sur les rives desquelles, grâce à l'influence d'un climat favorable, une flore luxuriante ne tarde pas à s'installer. Périodiquement enfouis sous des alluvions fluviales ou marines, les débris de cette végétation gardent avec eux la plus grande partie du carbone qu'ils ont pris à l'air ambiant. L'atmosphère est ainsi purifiée et tandis que les reptiles amphibies commencent à se montrer, quelques insectes apparaissent, témoignant du changement qui a dû s'accomplir dans le milieu gazeux. A la fin de la période, les vertébrés terrestres sont déjà nombreux, représentés par des types divers, où l'on retrouve les analogues de nos salamandres. Le domaine continental est fixé; l'atmosphère est devenue respirable; c'est la fin de l'ère primaire et l'ouverture d'un nouveau règne, celui des reptiles, qui vont dominer pendant les temps secondaires.

La période qui a vu s'accomplir cette importante transformation a laissé ses traces dans ce qu'on appelle les dépôts *carbonifères* et les dépôts *permiens*. Les premiers doivent leur nom à la prédominance de la houille, les seconds au développement superficiel qu'ils atteignent dans le gouvernement de Perm, en Russie. Il est aujourd'hui reconnu que l'époque permienne n'est, au point de vue physique et organique, que le prolongement de l'époque carbonifère, qui d'ailleurs la dépasse beaucoup en importance. Aussi nous conformerons-nous à une manière de voir qui tend à prévaloir parmi les géologues en faisant de ces deux époques une même période, dont les dépôts constitueront pour nous le système *permo-carbonifère*.

Digitized by Google

Ce système est susceptible d'une triple division. A la base est un étage où dominent les formations marines et dont les représentants terrestres contiennent assez souvent des couches de houille anthraciteuse. Nous l'appellerons étage *anthracifère*. Au dessus viendra l'étage *houiller* proprement dit, caractérisé par la prédominance du combustible minéral; enfin avec l'étage supérieur ou *permien*, parfois aussi appelé *pénéen* (1) à cause de la pauvreté relative de sa faune, nous verrons les conditions des grandes lagunes houillères faire place peu à peu à une délimitation plus nette entre le domaine de la terre ferme et celui des océans.

Faune de la période. — Les *reptiles* font, dans l'étage anthracifère d'Amérique, leur première apparition, sous la forme de traces de pas, laissées par un amphibie, *Sauropus primævus*, sur la surface d'un schiste. D'autres amphibies, caractérisés, comme le précédent, par leur peau écailleuse et par la structure de leurs dents, qui leur a fait donner le nom de *Labyrinthodontes* (*Raniceps*, *Amphibamus*, *Dendrerpeton*, *Hylerpeton*, *Hylonomus*), apparaissent dans l'étage houiller. Leur débris se rencontrent souvent, comme en Nouvelle-Ecosse, dans des troncs de sigillaires, en compagnie d'insectes et de gastropodes terrestres, tels que *Pupa venusta* (2). Dans le permien se développent, avec des *dinobatraciens*, également labyrinthodontes, *Actinodon*, *Archegosaurus*, de nombreux salamandroïdes, tels que *Protriton*.

Les véritables reptiles ont commencé à se montrer dans les couches houillères qui, en Amérique, ont fourni un saurien nageur, *Eosaurus*, pourvu de vertèbres biconcaves, comme celles des poissons. Mais c'est surtout avec l'époque permienne que s'épanouissent les *lacertiens*, sous la forme des *Aphelosaurus* et *Proterosaurus*, avec des types mixtes, à la fois lacertiens et dinobatraciens, *Euchyrosaurus*, *Stereorachis*. Ce dernier est remarquable par la complète ossification de ses vertèbres, qui en fait un type relativement très élevé (3), contrastant avec les caractères inférieurs des reptiles qui lui font cortège dans l'Autunois.

A la catégorie des types mixtes appartiennent encore les curieux *Thériodontes*, reconnus par M. Owen dans le permien de l'Afrique australe et de la Russie, reptiles carnivores dont l'humérus offre une perforation qui passait autrefois pour caractéristique des mammifères. Les représentants de cet ordre sont les *Cynodrakon*, *Brithopus*, *Orthopus*, etc. Des animaux analogues ont été signalés dans le permien d'Amérique par M. Cope.

Les poissons permo-carbonifères sont des sélaciens ou des ganoïdes, *Carcha-*

(1) Nom créé par d'Omalius d'Halloy. MM. Geinitz et Marcou ont cherché à faire prévaloir pour cet étage le nom de *Dyas*, destiné à rappeler sa division habituelle en deux assises, l'une d'eau douce, l'autre marine. Mais il nous semble qu'il serait fâcheux d'affirmer, par le choix d'une telle désignation, une dualité qui n'est réalisée qu'en Europe, tandis que le mot de *permien* ne préjuge rien quant à la composition de l'étage.

(2) Dawson, *American Journal*, XII, 1876.

(3) Gaudry, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 17.

Digitized by Google

ropsis, *Orodus*, *Cochliodus*, *Ctenacanthus*, *Leptacanthus*, *Palæoniscus* (fig. 253), *Amblypterus*, *Platysomus*, etc. ; ces trois derniers, caractéristiques du permien.

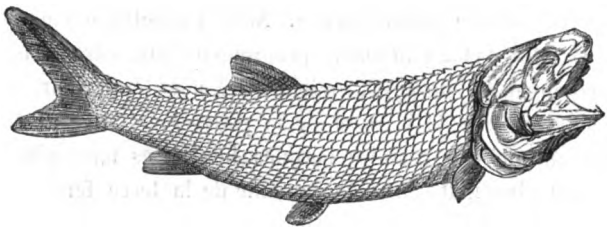

Fig. 253.

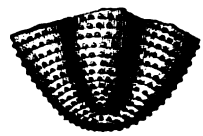

Fig. 254.

Fig. 253. *Palæoniscus Freieslebeni*, Ag., des schistes cuivreux du Mansfeld.
Fig. 254. *Phillipsia gemmulifera*. Phill. sp. (abdomen), du calcaire de Tournai.

Les insectes, *névroptères* et *orthoptères*, ont laissé des traces nettes dans les dépôts carbonifères. Les genres représentés, *Blattina*, *Miamia*, *Dictyoneura*, appartiennent à des types dont les congénères actuels affectionnent les lieux humides et obscurs. Les crustacés sont nombreux et se répartissent entre plusieurs familles, décapodes macroures, myriapodes, amphipodes, scorpions, etc. On doit citer surtout les genres *Acanthotelson*, *Nectotelson*, *Anthrapalæmon*, *Limulus*, *Eoscorpius*, *Gampsonyx*, etc.

Quant aux trilobites, ce groupe autrefois si florissant fait dans l'étage carbonifère une dernière apparition avec les *Phillipsia* (fig. 254). Les annelés offrent le genre *Spirorbis* et les *ostracodes* sont assez nombreux.

La faune malacologique de la période présente une assez grande uniformité ; elle est celle qui convient à une époque de calme relatif, où les sédiments

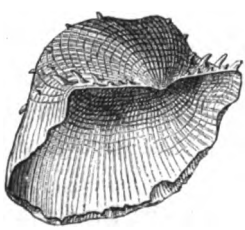

Fig. 255.

Fig. 256.

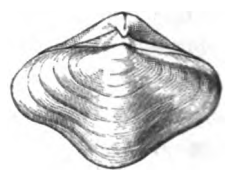

Fig. 258.

Fig. 257.

Fig. 259.

Fig. 260.

Fig. 255. *Productus semireticulatus*, Flem., du calcaire carbonifère. — Fig. 256. *Productus Cora*, d'Orb., du calcaire de Visé. — Fig. 257. *Productus horridus*, Sow., du zechstein. — Fig. 258. *Spirifer glaber*, Mart., du calc. carbon. — Fig. 259. *Strophalosia Morrisi*, King, du zechstein. — Fig. 260. *Athyris* (*Spirigera*) *lamellosa*, Lév. sp., du calc. de Tournai.

détritiques sont peu développés, tandis que les organismes calcaires prennent une part prépondérante, parfois presque exclusive, à la formation des dépôts.

Digitized by Google

Ce qui domine par-dessus tout dans cette faune, c'est la famille de brachiopodes désignée sous le nom de *Productus* (fig. 255 à 257). Avec eux apparaissent encore d'assez nombreux représentants des genres *Orthis*, *Spirifer* (fig. 258), *Athyris* (fig. 260), *Terebratula*, *Strophalosia* (fig. 259), *Chonetes*, *Rhynchonella*. En fait de céphalopodes, on rencontre surtout des *Goniatites* (fig. 261) et quel-

Fig. 261.

Fig. 262.

Fig. 263.

Fig. 261. *Goniatites sphæricus*, Haan, du culm silésien. — Fig. 262. *Bellerophon costatus*, Sow., du calcaire carbonifère. — Fig. 263. *Posidonia Becheri*, Br., du culm allemand.

ques espèces des genres *Orthoceras* et *Nautilus;* plusieurs types spéciaux de gastropodes abondent, notamment *Euomphalus*, *Bellerophon* (fig. 262). Parmi les lamellibranches dominent les genres *Posidonia* (*Posidonomya*) (fig. 263), *Aviculopecten*, *Conocardium*, *Schizodus*, ainsi que des organismes d'eau saumâtre, *Anthracosia*, *Anthracomya*, etc.

Les crinoïdes atteignent le maximum de leur développement dans les *Cyatho-*

Fig. 264.

Fig. 266.

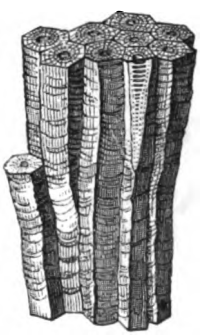

Fig. 265.

Fig. 268.

Fig. 267.

Fig. 264. *Actinocrinus*, Hall, du calcaire carbonifère. — Fig. 265. *Pentatrematites* (*Pentremites*) *sulcatus*, Rœmer, du calc. carbonifère. — Fig. 266. *Fenestella retiformis*, Schlot., du zechstein. — Fig. 267. *Lithostrotion basaltiforme*, Phill., du calc. carbonifère. — Fig. 268. *Fusulina cylindrica*, Fisch. (grossie), du calcaire à fusulines de Russie.

crinus, *Actinocrinus* (fig. 264), *Poteriocrinus*, *Pentatrematites* (fig. 265), etc., tandis que les échinides proprement dits se montrent avec les *Palæchinus* et *Archæocidaris*. Les polypiers, nombreux et alliés par leurs formes à ceux des périodes précédentes, offrent les genres *Chaetetes*, *Fenestella* (fig. 266), *Lithostrotion* (fig. 267), *Amplexus*, etc. Enfin les foraminifères fournissent, surtout à

Digitized by Google

la partie supérieure de l'étage carbonifère, d'innombrables individus de *Fusulina* (fig. 268).

Éléments de la flore permo-carbonifère. — Les végétaux qui composent la flore permo-carbonifère appartiennent à deux grands groupes ; celui des *cryptogames acrogènes* et celui des *phanérogames gymnospermes*. On n'y observe ni *monocotylédones*, ni *dicotylédones angiospermes*.

Les subdivisions des deux groupes sont indiquées dans le tableau suivant :

GYMNOSPERMES.	Conifères.	*Walchia*, *Ginkgophyllum*, *Dicranophyllum*.
	Diploxylées (Cycadées).	*Cordaites*, *Sigillarinées* avec *Stigmaria*, *Noeggerathiées*, *Carpolithus*.
	Gnétacées.	*Caladomendrées* avec *Asterophyllites* (in part.).
ACROGÈNES.	Équisétacées.	*Calamites* avec *Asterophyllites* (in part.) ; *Annularia*, *Sphenophyllum*.
	Filicacées (Fougères).	*Hétéroptéridées*, *Pécoptéridées herbacées*, *Pécoptéridées arborescentes*, *Aléthoptéridées*, *Névroptéridées*.
	Lycopodiacées.	*Sélaginées* (*Lycopodites*, *Lepidodendron*, *Ulodendron*, *Lepidophloios*).

Cette classification, en partie nouvelle, est due aux travaux de MM. Grand'Eury (1), Ad. Brongniart (2) et Renault (3), travaux auxquels la découverte des graines silicifiées du bassin de Saint-Étienne a permis d'imprimer, sur certains points, une précision inespérée. On trouve en effet, à Grand-Croix, épars sur les champs, de nombreux nodules qui ne sont autres que le produit de la silicification, opérée sur place, de troncs, de graines et d'épis fructifiés de la période carbonifère. Cette transformation est due à des épanchements thermaux, contemporains de la sortie de certaines roches éruptives, venues au jour entre le dépôt des couches de Rive-de-Gier et celui du faisceau inférieur de Saint-Étienne.

Fig. 269.

Fig. 270.

Fig. 271.

Fig. 269. *Lepidodendron elegans*. Brongt., de l'étage houiller inférieur. — Fig. 270. *Sphenopteris* (*Todea*) *Lipoldi*, Stur, du culm allemand. — Fig. 271. *Sphenopteris obtusiloba*, Brongt., de l'étage houiller inférieur.

Des végétaux silicifiés abondent aussi dans l'étage permien aux environs d'Autun. Le remarquable état de conservation de ces fossiles a permis d'y recon-

(1) *Flore carbonifère de la Loire* in *Mémoires présentés par divers savants à l'Académie des sciences*, XXIV.

(2) *Comptes rendus*, LXXIX, pp. 343, 427, 497.

(3) *Cours de Botanique fossile*. — Voir aussi les importantes recherches de MM. Corda, Geinitz, Göppert, Goldenberg, Schimper, Lesquereux, Dawson, etc.

Digitized by Google

naître, malgré des apparences extérieures cryptogamiques, l'existence de gymnospermes de la famille des gnétacées, des cycadées et des conifères.

Les Lycopodiacées, aujourd'hui représentées par l'humble lycopode, formaient, à l'époque carbonifère, de grands arbres, les *Lepidodendron* (fig. 269) ramifiés par dichotomie et capables d'atteindre 30m de hauteur.

Les troncs des Pécoptéridées arborescentes, *Pecopteris* (fig. 273), *Caulopteris*, *Psaroniocaulon*, *Psaronius*, etc., avaient jusqu'à 15 et 18m et les frondes des

Fig. 272.

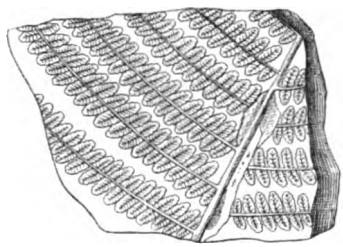

Fig. 273.

Fig. 274.

Fig. 272. *Nevropteris flexuosa*, Sternb., de l'étage houiller inférieur. — Fig. 273. *Pecopteris arborescens*, Schlot., de l'étage houiller supérieur. — Fig. 274. *Alethopteris lonchitica*, Sternb., de l'étage houiller inférieur.

fougères herbacées, *Sphenopteris* (fig. 270, 271), *Nevropteris* (fig. 272), *Lonchopteris*, *Alethopteris* (fig. 274), *Odontopteris*, etc., n'avaient pas moins de 10m.

Fig. 275.

Fig. 278.

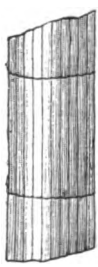

Fig. 276.

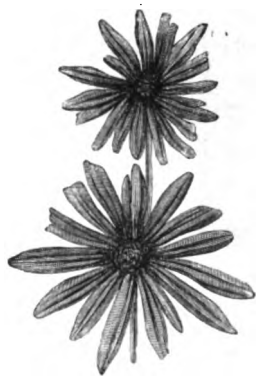

Fig. 277.

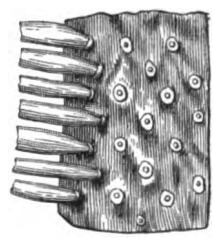

Fig. 279.

Fig. 275. Extrémité inférieure de *Calamites Suckowi*, Brongt., de l'étage houiller. — Fig. 276. *Bornia radiata* (*Archæocalamites radiatus*), Brongt., sp., du culm. — Fig. 277. *Annularia stellata*, Schl. sp., de l'étage houiller supérieur. — Fig. 278. *Sphenophyllum emarginatum*, Brongt, de l'étage houiller moyen. — Fig. 279. *Stigmaria ficoides*, Brongt., du culm.

Les *Calamites* (fig. 275, 276), étaient des équisétacées, analogues à nos prêles, mais hautes de 4 à 5m. Ces plantes de marais avaient de minces rhizomes tra-

Digitized by Google

çants qui couraient dans la vase, émettant çà et là des tiges aériennes. Des végétaux verticillés, *Annularia* (fig. 277) et *Sphenophyllum* (fig. 278), hantaient les mêmes marécages.

Le genre *Calamodendron*, voisin du fusain actuel, offrait, avec l'apparence des *Calamites*, un bois de gymnosperme. Muni de racines pivotantes et de rameaux en forme d'*Asterophyllites*, il donnait naissance à des arbres de 30 à 40m.

Les *Diploxylées* de M. Renault, ainsi nommées à cause de l'existence de deux couches ligneuses, l'une externe, l'autre interne et à croissance centripète, forment un groupe qui n'est plus aujourd'hui représenté que par les cycadées, où la dualité de la formation ligneuse ne se retrouve que dans le faisceau foliaire et non dans la tige.

A ce groupe appartiennent, malgré leur incontestable ressemblance avec les lycopodiacées, les *Sigillariées* (fig. 281), arbres cylindriques de 20 à 30m, ornés de côtes longitudinales avec cicatrices et dont les tiges ont une structure anatomique extrêmement voisine de celle des cycadées. Les *Stigmaria* formaient l'appareil radiculaire des sigillaires, mais, au moins dans le groupe de *Stigmaria ficoides* (fig. 279), c'étaient des rhizomes qui pouvaient végéter longtemps, s'étendre et se multiplier dans le fond des houillères, sans y donner naissance aux tiges verticales, aériennes et fertiles, qualifiées de sigillaires (1). Ainsi s'explique le fait que certaines couches sont uniquement composées de *Stigmaria* sans *Sigillaria*.

Les *Cordaites* (fig. 280) avaient, comme les cycadées, un cylindre ligneux

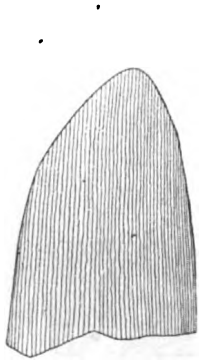

Fig. 280.

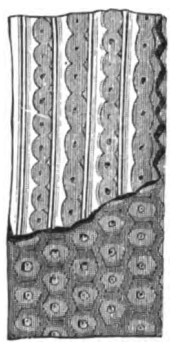

Fig. 281.

Fig. 282.

Fig. 283.

Fig. 280. *Cordaites borassifolia*, Brongt., de l'étage houiller. — Fig. 281. *Sigillaria Vollzi*, Brongt., de l'étage houiller. — Fig. 282. *Walchia piniformis*, Sternb., du permien. — Fig. 283. *Ullmannia Bronni*, Gœpp., du permien moyen.

simple et un faisceau foliaire double; de plus, leurs organes reproducteurs se rapprochaient de ceux des conifères de la famille des salisburiées; elles formaient donc un groupe de transition, représenté par de grands arbres de 20 à 40 mètres de hauteur, ramifiés seulement au sommet. Enfin les *Conifères* étaient représentés par les genres *Walchia* (fig. 282) et *Ullmannia* (fig. 283).

(1) Renault, *Cours de Botanique fossile.*

Digitized by Google

Ensemble des conditions de la végétation. — De même que les anneaux concentriques de nos bois dicotylédones annoncent la succession de périodes d'activité et de repos, correspondant au jeu des saisons, de même le bois homogène des Cordaïtées, des Sigillariées et, en général, de la plupart des types arborescents carbonifères, semble dénoter l'*uniformité à peu près absolue du climat* de la période. C'est sans doute quand cette uniformité a pris fin que les diploxylées proprement dites sont entrées en décadence et il est vraisemblable qu'à l'époque houillère les véritables conifères devaient être relégués sur les hauteurs, d'où ils ont commencé à descendre à l'époque permienne (1).

Dans cette flore singulière, où quelques équisétacées et lycopodiacées représentent seules, avec les fougères, des formes qui nous soient familières, les cryptogames luttaient de grandeur et de force. « Le caractère de la végétation houillère, dit M. de Saporta (2), était la profusion plutôt que la richesse, la vigueur plutôt que la variété..... C'était une association de grandes et élégantes fougères, au-dessus desquelles se dressaient en colonnes des troncs nus; .... la cime seule de ces végétaux était couronnée d'un feuillage menu, roide et piquant, qui garnissait l'extrémité des dernières ramifications. »

Il n'y avait alors rien d'analogue aux formes gracieuses et variées de nos arbres à feuillage caduc. Les fleurs aux teintes vives et brillantes n'étaient pas là pour égayer le paysage et former un agréable contraste avec la sombre verdure de l'époque. Le chant des oiseaux ne se faisait pas encore entendre dans les airs; à peine quelques reptiles, nouveaux venus sur le globe, se hasardaient-ils hors des marécages, et l'atmosphère, lourde et humide, était sans doute beaucoup moins agitée que de nos jours; car la faible proportion des cendres dans la houille atteste que le transport des poussières dans les lagunes devait être presque négligeable (3). Un morne silence enveloppait donc la terre et rien aujourd'hui, si ce n'est peut-être la visite de quelques forêts de fougères et d'araucarias de la Nouvelle-Zélande (4), ne peut plus nous donner l'idée de ce que devaient être la tristesse et la monotonie des continents carbonifères.

Ajoutons que, d'après les observations de M. Grand' Eury, les types végétaux de cette époque, tant cryptogames que gymnospermes, paraissent avoir atteint d'emblée leur plus grande perfection. Leurs congénères actuels sont, à la fois, incomparablement plus petits et aussi moins élevés en organisation. Il semble que tout devait alors concourir à l'expansion de ces types qui, depuis, n'ont fait que dégénérer en même temps qu'ils cédaient la place à d'autres, mieux appropriés aux conditions physiques des âges modernes.

Phases diverses de la végétation permo-carbonifère. — Tandis que la faune marine de l'époque carbonifère offre une remarquable constance, qui rend assez difficile l'établissement de sous-étages bien tranchés, la végétation terrestre

(1) De Saporta, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 164.
(2) *Le Monde des plantes avant l'apparition de l'homme*, p. 45.
(3) Dana, *Manual*, 1875, p. 366.
(4) Von Hochstetter in Zittel, *Aus der Urzeit*, 1872, p. 256.

Digitized by Google

n'a cessé, durant cette période, de se transformer, au point que l'examen des espèces qui dominent dans la flore d'un bassin isolé permet aujourd'hui de dire, presque avec certitude, sur quel horizon il convient de classer ce bassin dans la grande série houillère.

Déjà M. Geinitz (1) avait posé le principe de cette division en reconnaissant, par l'étude des bassins houillers européens, l'existence de cinq flores successives, plus tard réduites par le même auteur à trois: la plus ancienne, caractérisée par les *Lycopodiacées;* puis celle de l'étage moyen, où dominent les *Sigillaires*, associées bientôt aux *Calamites;* enfin la flore supérieure, où la prépondérance appartient aux *Fougères*, après que, au début, elles ont partagé la suprématie avec les *Annulariées*. A ces flores, il faut ajouter celle du grès rouge permien, caractérisée par les conifères du genre *Walchia*.

C'est à M. Grand' Eury (2) que revient le mérite d'avoir multiplié et précisé les subdivisions de la flore permo-carbonifère et d'en avoir fait la base d'une classification détaillée. On peut distinguer dans le développement de cette flore cinq phases principales :

La première phase est marquée par les *Bornia radiata* (*Archæocalamites radiatus*, *Calamites transitionis*) *Lepidodendron* (*Sagenaria*) *Veltheimianum*, *Cardiopteris frondosa*, *C. polymorpha*, *Sphenopteris elegans*, etc. Elle se relie intimement à la flore dévonienne par un étage de passage, l'étage *ursien* (*Ursa stufe*) de M. Heer, où les végétaux en question sont associés au genre *Cyclostigma*.

La seconde phase se distingue par l'abondance des *Sigillaria* et des *Nevropteris*, associés aux *Annularia radiata*, *Lepidodendron obovatum*, *Sphenopteris irregugularis*, etc.

La troisième phase voit prédominer les véritables *Pecopteris* (*P. arborescens*, *P. polymorpha*), ainsi que les *Cordaites* et *Calamodendron*. Les *Nevropteris* deviennent rares et il y a disparition presque absolue des *Lepidodendron* et des Sigillaires du groupe de *S. rhytidolepis*.

La quatrième, ou phase du grès rouge permien, ne fait à vrai dire que prolonger la flore houillère, mais avec quelques types spéciaux, *Callipteris conferta*, *Odontopteris obtusiloba*, *Walchia piniformis*, *Ginkgophyllum;* c'est là que prédomine *Calamites gigas*.

Enfin la cinquième, ou phase du Zechstein, est caractérisée par les conifères du genre *Ullmannia*.

A son tour, chaque phase est susceptible d'être subdivisée ; on peut distinguer:

I. *Première phase*. 1° *Zone inférieure*. Les *Sphenopteris* dévoniens persistent et il y a prépondérance des *Palæopteris*.

2° *Z. moyenne*. Les Sélaginées commencent à dominer par l'apparition des *Ulodendron;* c'est le niveau de *Sphenopteris Schimperi*.

3° *Z. supérieure*. Il y a prépondérance des Sélaginées (*Lepidodendron*, *Uloden-*

(1) *Die Steinkohlen Deutschlands*, etc., 1865.
(2) *Flore carbonifère de la Loire*.

Digitized by Google

dron); on commence à voir quelques espèces de *Sigillaria* et de *Calamites;* il y a grande abondance de *Sphenopteris.*

II. *Deuxième phase.* 1° *Z. inférieure.* Il y a beaucoup de Sélaginées; c'est l'apogée des *Ulodendron*; les *Sigillaria* sont déjà en grand nombre et il y a abondance des *Sphenopteris latifolia* et *S. acutifolia.*

2° *Z. moyenne.* Abondance et variété des *Sigillaria*; développement des *Lepidophloios*, des *Prepecopteris* et *Nevropteris.* La genre *Cordaites* devient commun.

3° *Z. supérieure.* Mélange d'*Annularia* et de *Pecopteris* avec *Sigillaria.* Déclin des *Lepidodendron* et de *Stigmaria ficoides.*

III. *Troisième phase.* 1° *Z. inférieure.* Apparition de *Callipteridium*, abondance des *Pecopteris* nevroptéroïdes et des *Cordaites;* horizon d'*Annularia sphenophylloides.*

2° *Z. moyenne.* Développement des *Pecopteris arborescens*, *Caulopteris*, *Odontopteris*; horizon d'*Annularia longifolia*; disparition des types de la deuxième phase; aurore du genre *Walchia.*

3° *Z. supérieure.* Décroissance des genres *Annularia*, *Sphenophyllum*, *Odontopteris;* développement des *Calamodendron*, apparition de *Calamites gigas.*

IV. *Quatrième phase.* 1° *Z. inférieure*, étroitement liée à la flore houillère, dont elle contient de nombreux genres, associés aux *Callipteris conferta* et *Calamites gigas.*

2° *Z. supérieure. Callipteris conferta*, *Odontopteris obtusiloba*, *Eremopteris*, nombreux *Walchia*, types carbonifères moins nombreux.

V. *Cinquième phase;* trop pauvre et trop peu connue jusqu'ici pour qu'on y puisse établir des subdivisions; apparition des genres *Ullmannia* et *Baiera.*

Il importe d'observer que les diverses zones se rattachent intimement les unes aux autres et que chacune d'elles est moins caractérisée par l'*apparition* de certains genres que par leur *prépondérance numérique.* Ce n'est donc pas à l'aide de quelques échantillons isolés que l'âge relatif d'une flore doit être apprécié.

Classification des assises houillères par les flores. — Cela posé, voici le tableau de la répartition des principaux gisements connus entre les divers horizons de la flore permo-carbonifère.

5° Phase ..... partie sup. de l'étage permien.		Zechstein. Couches à plantes fossiles de Recoaro et du Trentin. — Couches de Fünfkirchen en Hongrie.
4° Phase, partie inf. de l'étage permien.	*Zone supérieure.*	Grès rouge moyen. — Schistes de Lodève. — Couches de Lebach (Sarrebruck).
	Zone inférieure.	Grès rouge (*Rothliegendes*) inférieur. Grès d'Objat (Corrèze). Partie stérile supérieure (300 ou 400m) de Saint-Étienne. Schistes d'Autun. Schistes de Charmois (le Creusot). Bassin houiller de Bert. Braunau (Bohême).
3° Phase, partie sup. de l'étage houiller.	*Zone supérieure.*	Faisceau supérieur de Saint-Étienne. — Saint-Béraud, Decazeville, Commentry, Ahun.
	Zone moyenne...	Faisceau moyen de Saint-Étienne, Champagnac, Argentat, Cublac, base de Decazeville.
	Zone inférieure.	Faisceau inférieur de Saint-Étienne, syst. de Rive-de-Gier, bassin de Ternay et Communay. Bessèges, la Grand'-Combe, Graissessac, Carmaux, la Mure, Petit-Cœur. Anthracite du Briançonnais, bassin du Reyran.

Digitized by Google

2e Phase, partie inf. de l'étage houiller.	*Zone supérieure.*	Lens et Dourges. — *Upper coal-measures* d'Angleterre; Geislautern; Essen, Ibbenbühren. *Upper coal-measures* de l'Amérique du Nord.
	Zone moyenne...	Partie principale des bassins du Nord, du Pas-de-Calais et du Hainaut. — *Lower* et *middle coal-measures* d'Angleterre. — Eschweiler, Bochum; Kladno, Dombrowa; bassins du Donetz et des Asturies; partie principale du bassin de la Sarre.
	Zone inférieure.	Base des couches du Nord et du Pas-de-Calais. — *Millstone-grit.* — Dortmund, Belmez. — *Lower coal-measures* de l'Amérique du Nord.
1re Phase.	*Zone supérieure.*	Bassins de la Basse-Loire (Chalonnes) et de Sarthe-et-Mayenne (Sablé, la Baconnière, l'Huisserie). — Saint-Laurs en Vendée. — Waldenburg en Silésie. — Kharkoff en Russie centrale.
	Zone moyenne..	Grauwacke de Thann (Burbach) et de Rougemont. Grès à anthracite du Roannais et du Beaujolais. — *Culm* de Westphalie, du Nassau, de Hesse, du Hartz, de la Silésie. — Saxe (Hainichen, Ebersdorf, Berthelsdorf). — Moravie (Altendorf). — Couches de Burdie House et de Burnt Island, en Écosse.
	Zone inférieure.	Base du grès calcifère d'Écosse.

La troisième phase est celle qui comprend la majeure partie des bassins houillers français. Aussi nous paraît-il opportun d'en donner, d'après M. Grand' Eury, une classification plus détaillée, comprenant six zones distinctes.

6. Zone des *Calamodendrées.* — Système supérieur de Saint-Étienne (Avaize), Saint-Bérain, Montchanin, Sully, Grand-Moloy, Montmaillot de Blanzy, Sainte-Foy-l'Argentière (Rhône), Buxière-la-Grue, Decazeville, bassin du Var, Littry (Calvados).
5. Zone de passage. — Decize, Commentry, Bourganeuf, Ahun, Saint-Pierre-la-Cour.
4. Zone des *Filicacées.* — Faisceau moyen de Saint-Étienne, Champagnac (Cantal), Argentat, Cublac, base de Decazeville à *Alethopteris.*
3. Zone des *Cordaïtées.* — Faisceau inférieur de Saint-Étienne, Saint-Chamond, Brassac, la Mothe, Langeac, Blanzy, le Montceau, Longpendu, la Chapelle-sous-Dun, le Montet, Saint-Éloi, la Grand'Combe, Champclauson, Portes.
2. Zone des Cévennes. Massif stérile de 1000m entre Saint-Étienne et Rive-de-Gier, avec *gore blanc* et graines silicifiées. Ronchamp, Graissessac, Épinac, Carmaux, Neffiez, Durban, la Rhune, Bessèges, Prade, la Mure, Petit-Cœur en Tarentaise.
1. Zone de Rive-de-Gier. — Rive-de-Gier, Saint-Perdoux; anthracites du Briançonnais.

§ 2

LE SYSTÈME PERMO-CARBONIFÈRE DANS LA GRANDE-BRETAGNE

Angleterre. Divisions générales. — C'est en Angleterre que la composition du terrain carbonifère a été le plus anciennement reconnue. L'importance des gisements de combustible minéral dans le Royaume-Uni rendait particulièrement désirable une exacte définition des terrains où les recherches de houille pouvaient être tentées avec quelque succès et c'est ainsi que les premiers progrès de la géologie, en ce qui concerne le groupe primaire, au milieu duquel la houille est concentrée, ont eu pour point de départ des besoins industriels plus vivement ressentis en Angleterre que partout ailleurs.

Sous l'empire de cette préoccupation, la série carbonifère a été tout d'abord

Digitized by Google

établie pour les importants bassins du sud de la Grande-Bretagne. La composition en paraissait fort simple : à la base, reposant sur le vieux grès rouge, on remarquait un puissant étage de calcaire marmoréen, que son aptitude à former l'ossature des chaînes de hauteurs fit nommer le *calcaire de montagne* (*mountain limestone*). Ensuite venait un grès grossier, employé à la fabrication des meules et appelé, pour cette raison, *grès meulier* (*millstone grit*) Enfin, au dessus de ce grès se déroulait la série des schistes et des grès avec houille exploitable, qui prit le nom de *coal measures;* et comme, dans les sondages, la rencontre du *millstone-grit* marquait, en général, le point au delà duquel il fallait renoncer à tout espoir de rencontrer la houille, les mineurs donnèrent aussi à ce grès le nom de *roche d'adieu* ou *farewell rock*.

La série carbonifère de la Belgique et celle de la Westphalie se montrant d'accord avec celle de l'Angleterre, on en vint à croire que l'ordre de succession était partout le même et les dénominations anglaises, simplement traduites en allemand ou en français, parfois même employées telles quelles, devinrent d'un usage courant sur le continent (1).

Toutefois il fallut bientôt reconnaître que la composition de l'étage carbonifère était en réalité plus complexe. Murchison en établissait la coupe générale de la manière suivante, de haut en bas :

Grès rouge de l'étage permien.
Coal measures.
6. Terrain houiller supérieur avec un calcaire spécial à cet horizon.
5. Terrain houiller productif.
4. Houille avec minerai de fer dit *Black band*.
3. Millstone grit.
2. Calcaire carbonifère (*Mountain limestone*).
1. Grès et calcschistes inférieurs ou subcarbonifères.
Vieux grès rouge dévonien.

Il était alors admis que, les assises 1 et 2 étant d'origine marine, tout le reste était formé de dépôts lacustres, fluviatiles ou terrestres.

Le progrès des observations, en même temps qu'il obligeait à reconnaître de nombreuses variations dans la composition des couches en passant d'un bassin à un autre, a amené la découverte, dans toute la hauteur de la série houillère, d'un grand nombre d'horizons fossilifères, avec espèces d'eau marine ou saumâtre. Nous allons faire connaître, d'après M. Hull (2), la succession des couches en Angleterre et ensuite nous indiquerons les principaux termes dont se composent la série de l'Irlande et celle de l'Écosse.

7. *Terrain houiller supérieur* (*Upper coal measures*). — Grès rougeâtres et gris, brèches et argiles, avec minces veines de houille et lits calcaires. *Poissons, Cythere inflata, Spirorbis carbonarius* (Manchester, Stoke-on-Trent, Newcastle-under-Lyne).

6. *Terrain houiller moyen* (*Middle coal measures*). — Grès jaunes, argiles et schistes avec veines puissantes de houille. — *Poissons, Anthracosia, Anthracomya, Beyrichia, Estheria, Spiror-*

(1) C'est ainsi que le calcaire carbonifère s'est appelé *calcaire de montagne* ou *Bergkalk;* mais tandis qu'en France le *millstone grit* gardait son nom anglais, le même étage prenait en Allemagne le nom de *grès sans veines de houille* ou *flötzleerer Sandstein*.

(2) *Quarterly Journal of the geol. Soc. of London*, XXXIII, p. 613.

Digitized by Google

bis; à Ahston-under-Lyne, couche marine à *Discites* et *Aviculopecten*. (Partie centrale de tous les bassins houillers de l'Angleterre et du pays de Galles.)

5. *Couches du Gannister*. (*Lower coal measures* ou terrain houiller inférieur). — Dalles et schistes, couches de houille puissantes, avec toit siliceux dur (*Gannister*). — *Poissons, Goniatites, Discites, Orthoceras, Posidonia, Monotis, Aviculopecten, Anthracosia, Lingula*. (Lancashire méridional, Staffordshire septentrional, pays de Galles.)

4. *Millstone grit*. — Grès grossiers, dalles et schistes avec rares et minces veines de houille; mêmes fossiles que dans l'assise n° 5. (Uplands du Yorkshire, Lancashire, Derbyshire, Staffordshire, pays de Galles.)

3. *Série d'Yoredale*. — Schistes et grès, passant vers le bas à des schistes foncés et à des calcaires terreux. — *Goniatites, Aviculopecten, Ctenodonta, Discina, Chonetes, Posidonia, Productus*. (Mêmes localités que 4.)

2. *Calcaire carbonifère*. — Calcaire massif, se divisant, quand on le suit vers le nord, en couches distinctes, avec intervalles de schistes et de grès. *Poissons, crustacés, mollusques, crinoïdes, polypiers*, tous marins. (Pays de Galles, Derbyshire, Yorkshire, Cumberland.)

1. *Schiste inférieur* et *Grès calcifère* (groupe *Tuédien*), schistes foncés, grès, conglomérats et grès rouges au nord. *Spirifer cuspidatus* et *Rhynchonella pleurodon*. (Pays de Galles méridional, Northumberland, Durham.)

L'épaisseur des assises est assez variable, comme on en jugera par le tableau suivant :

ASSISES	LANCASHIRE MÉRIDIONAL	YORKSHIRE	STAFFORDSHIRE SEPTENTRIONAL
7	500 à 600m	16m	460m
6	900 à 1200	760	1060
5	430 à 600	300	300
4	1050 à 1500	600	300
3	600 à 1200	600	930
2	»	1500	»
1	»	»	»
Totaux.	3480 à 5100m	3776m	3070m

Faunes marines. — La faune du calcaire carbonifère (*Scar limestone* de Sedgwick), comprend, en fait d'espèces caractéristiques: *Phillipsia Derbiensis, Terebratula hastata, Spirifer striatus, Productus giganteus, Productus semireticulatus, var. Martini, Goniatites sphœricus, Nautilus biangulatus, Euomphalus pentangulatus, Terebratula hastata, Aviculopecten sublobatus, Pleurorhynchus minax, Palœchinus sphœricus, Woodocrinus macrodactylus, Amplexus coralloides, Lithostrotion basaltiforme*, etc.

On a signalé, à la partie supérieure du calcaire carbonifère de Bristol, des couches, d'apparence oolithique, qui sont presque entièrement formées de foraminifères, *Textularia, Nodosaria, Endothyra, Fusulina*.

Les espèces de la série d'Yoredale sont: *Goniatites excavatus. G. obtusus. G. reticulatus. G. truncatus, Productus longispinus*.

Le *millstone-grit* renferme *Goniatites reticulatus, Orthoceras giganteum, Productus undatus, P. Youngi, P. costatus, P. Cora, Orthis resupinata, Spirifer bisulcatus,*

Digitized by Google

Orthis resupinata, *Streptorhynchus crenistria*, *Posidonia Gibsoni*, *Aviculopecten*, *Schizodus*, etc.

Parmi les espèces caractéristiques des couches du *Gannister* (qui, dans le bassin de Coalbrookdale, contiennent des minerais de fer associés à des schistes et grès formant la série du *Pennystone*), on observe : *Limulus*, *Nautilus*, *Goniatites Listeri*, *Orthoceras*, *Spirifer bisulcatus*, *Productus scabriculus*, *Lingula squamiformis*, *Aviculopecten papyraceus*, *Anthracosia*, *Spirorbis*, etc. En somme, la faune marine de cette assise comprend, d'après M. Hull, 70 espèces, dont 40 lui sont communes avec le calcaire carbonifère, tandis que 6 seulement passent dans les assises supérieures et que 18 lui sont spéciales.

Quant aux assises 6 et 7, on y voit dominer, en dehors des végétaux terrestres, les genres *Anthracosia* et *Anthracomya*, qui représentent sans doute des mollusques d'eau saumâtre. Mais les fossiles marins n'y font pas absolument défaut; nous en avons indiqué une couche à Ashton ; il en existe d'autres dans le Staffordshire, enclavées dans l'assise 6 et contenant *Nautilus*, *Goniatites*, *Aviculopecten*, *Melania*, *Productus*, *Discina*, *Lingula* (1).

Ces récurrences, si fréquentes et pourtant si longtemps méconnues, de l'élément marin au milieu des assises houillères, prouvent que ces dernières ont dû se former dans des lagunes exposées à de continuelles incursions de la mer voisine.

Étage houiller. — Les couches de houille ont une épaisseur moyenne de $0^m,60$. Chacune d'elles, très régulière en général dans son allure, repose presque invariablement sur une argile (*underclay*) assez réfractaire, de $0^m,15$ à 3 mètres d'épaisseur, avec *Stigmaria*.

Dans le bassin de Swansea, il y a, dans les *coal measures*, 10 masses de grès, formant ensemble 650 mètres et séparées les uns des autres par des masses de schistes variant de 3 à 15 mètres. Les veines de houille sont au nombre de 16, de $0^m,30$ à $1^m,50$; par exception, l'une d'elles atteint 3 mètres.

A Cardiff, on compte 75 couches de houille, dont 22 dépassent $0^m,60$ et représentent une épaisseur de charbon de $25^m,20$, se poursuivant sur une superficie de 2354 kilom. carrés. Dans le bassin de Sheffield, il y a $13^m,50$ de houille en 16 couches, avec nombreux bancs de fer carbonaté. Le bassin du Lancashire ne renferme pas moins de 14 mètres de houille exploitable.

La flore des *coal measures* d'Angleterre est caractérisée par l'abondance et l'extrême variété des Sigillaires. Le genre *Nevropteris* y est fréquent et les *Cordaites* sont assez communs. Ces particularités permettent d'attribuer tous les bassins anglais à la deuxième phase de M. Grand'Eury ; tandis que les *lower* et *middle coal measures* forment la partie moyenne de cette division, les assises houillères supérieures (*upper coal measures*) se rangent, en raison du mélange des *Annularia* et *Pecopteris* avec les *Sigillaria*, sur l'horizon le plus élevé.

On désigne sous le nom de *Culm*, dans le comté de Pembroke, un charbon

(1) Hull, *op. cit.*, p. 628.

Digitized by Google

anthraciteux dont l'équivalent se retrouve, sur la côte nord du Devonshire, au-dessus des grès à goniatites de Coldon-Hill, couronnant une couche mince de calcaire noir à posidonies. Les couches encaissantes ont reçu le nom de *Culmiferous beds* ou *culm measures*. Nous verrons que, par extension, le nom de *Culm* a été employé sur le continent pour désigner un ensemble de couches liées aux schistes à posidonies, quoique généralement plus anciennes.

Les schistes et grès rouges de l'étage permien reposent généralement en discordance sur le carbonifère anglais et, dans les couches que nous avons énumérées jusqu'ici, il ne semble pas qu'il y ait rien d'équivalent au terrain houiller supérieur (3e phase de M. Grand'Eury).

Cependant, en 1875, dans le Staffordshire, un sondage entrepris à Sandwell Park (1) a rencontré plusieurs couches de houille intercalées dans un système de schistes rouges identiques avec ceux qu'on attribue d'ordinaire au permien. Ces schistes contiennent de nombreuses plantes fossiles, parmi lesquelles des *Stigmaria* au mur de la houille. Les veines rencontrées ne peuvent d'ailleurs être assimilées à aucune de celles qui sont connues dans le Staffordshire. Il est donc probable que la partie supérieure de l'étage houiller existe en divers points de l'Angleterre, où son caractère minéralogique l'a fait jusqu'ici attribuer au permien. Du reste, dans le Shropshire, on a signalé aussi (2) plusieurs couches de houille exploitable au-dessus des grès rouges et des marnes habituellement considérés comme la base de l'étage permien.

Étage permien. — L'étage permien d'Angleterre comporte une division en deux sous-étages dont l'inférieur est d'eau douce, tandis que le supérieur, où domine le calcaire magnésien, est d'origine marine. On y distingue plusieurs assises :

Calcaire magnésien (*magnesian limestone*). — supér. (150m). — 6. Calcaire concrétionné cristallin, souvent magnésien, à *Schizodus Schlotheimi* et *Mytilus septifer*, sans polypiers.
5. Calcaire bréchiforme.
infér. (60 à 70m). — 4. Calcaire fossilifère à *Productus horridus* et *Fenestella retiformis*.
3. Calcaire compact.
2. Schiste marneux rouge (*Marl Slate*) à *Palæoniscus* et *Platysomus*.
1. Grès bariolé (*inferior new red sandstone*), ayant de 0 à 500m, avec conglomérats et marnes rouges.

Mais cette série n'est pas constante et souvent on n'observe que des grès, des argiles et des conglomérats de couleurs bariolées, où le rouge domine.

Dans la vallée d'Eden, à Kenilworth, le grès permien contient des empreintes de labyrinthodontes, tels que *Dasyceps Bucklandi* et *Lepidotosaurus Duffii*. D'autres reptiles de l'argilite ou schiste marneux, *Proterosaurus Speneri*, *P. Huxleyi*, étaient de vrais lacertiens. Les restes végétaux appartiennent aux *Walchia*, *Ullmannia*, *Calamites*, *Alethopteris*, *Nevropteris*, etc.

Beaucoup de conglomérats permiens, notamment dans le Staffordshire, renfer-

(1) Ketley, *Geol. Magazine*, 1875, p. 193.
(2) Davies, *Geol. Magazine*, X, p. 46.

Digitized by Google

ment des blocs anguleux de roches anciennes qui ne mesurent pas moins d'un mètre de diamètre (1). Le gypse se rencontre souvent dans les marnes.

Les principaux fossiles marins du permien d'Angleterre sont des brachiopodes, *Terebratula elongata*, *T. sacculus*, *Spirifer Urii*, *Camarophoria crumena*, *C. globulina*, *Productus horridus*, *P. latirostratus*, *Strophalosia Goldfussi*, *Discina nitida*, *Lingula mytiloides*, etc. Près de Manchester on recueille aussi les genres *Pleurophorus* et *Schizodus*.

Écosse. — La composition de l'étage carbonifère en Écosse est fort instructive, en ce qu'elle s'éloigne sensiblement de celle qui convient à la plupart des bassins d'Angleterre. La succession des assises est la suivante (2) :

7. 60m de grès rouges et d'argiles de Bothwell, sans veines de houille. Cette assise renferme, dans l'Ayrshire, un lit de calcaire avec *Spirorbis carbonarius*.
6. Terrain houiller supérieur (*Flat coal*) d'Écosse ; grès, schistes et argiles avec veines de houille et minerais de fer. *Poissons*, *Anthracosia*, *Anthracomya*, *Anthracoptera*.
5. Schistes avec minerai de fer dit « *Slaty band* », Fossiles marins ; *Lingula mytiloides*, *Discina nitida*, *Axinus deltoides*, *Murchisonia*, *Conularia quadrisulcata*, *Nautilus*.
4. 100 à 120m de *grès de Roslin* ou *Moorstone Rock* à fossiles marins.
3. *b*. Série calcaire supérieure (90m, y compris le calcaire de Garnkirk). Fossiles marins et saumâtres.
   a. Terrain houiller inférieur avec minerai de fer. 50m schistes, houille et *black band* avec *poissons*, *entomostracés* (*Carbonia*). Faune d'eau douce et saumâtre.
2. Série calcaire inférieure, 160m (calcaires du Camp-Romain et de Gilmerton).
1. Grès calcifère : supérieur, avec le calcaire de Burdie-House, à entomostracés ; inférieur, sous forme de grès rougeâtres avec *cornstones* et plantes fossiles.

Étage anthracifère d'Écosse. — L'assise n° 1 fournit, aux environs d'Édimbourg, une pierre franche (*freestone*), avec laquelle la métropole écossaise a été construite. On y trouve des poissons ganoïdes, *Megalichthys*, *Holoptychius* et des végétaux terrestres, *Lepidodendron*, *Stigmaria*, *Sphenopteris*.

La partie supérieure du grès calcifère, dite groupe de la *pierre à ciment*, contient, avec des espèces d'eau saumâtre ou terrestre, *Anthracosia nucleus*, *Spirorbis helicteres*, etc., des fossiles qui, comme *Schizodus Salteri*, *Pleurotomaria monilifera*, *Nautilus cariniferus*, font partie de la faune du calcaire carbonifère (3). Un *Eurypterus* y a également été signalé dans le Berwickshire (4). Enfin la même assise renferme des crustacés des genres *Dithyrocaris* et *Anthrapalæmon* (5).

Les plantes trouvées dans les couches qui contiennent le calcaire de Burdie House indiquent un horizon voisin du *Culm* allemand. Quant à celles de la base du grès calcifère, la prépondérance des *Palæopteris* et de certaines formes dévoniennes de *Sphenopteris* en fait la flore la plus ancienne de l'étage carbonifère.

La série de la *pierre à ciment* (*cement stone*), est très puissante ; elle a jusqu'à 1150 mètres en certains points. M. Kirkby (6) n'y signale pas moins de 18 zones à fossiles marins ou saumâtres. Tandis que, depuis le sommet jusqu'à 160 mètres

(1) Ramsay, *Physical Geology of Great Britain*, 1878, p. 143.
(2) Hull, *op. cit.*, p. 653.
(3) Etheridge, *Quarterly Journal of the geol. Soc. of London*, 7 nov. 1877.
(4) Etheridge, *Quarterly Journal of the geol. Soc. of London*, XXXIII, p. 223.
(5) Etheridge, *Quarterly Journal of the geol. Soc. of London*, XXV, p. 464.
(6) *Quarterly Journal of the geol. Soc. of London*, XXXVI, p. 559.

Digitized by Google

de profondeur, les *Productus* abondent (*P. semireticulatus*, *P. punctatus*. *P. aculeatus*, *P. Cora*), on voit ce genre se montrer encore à 700 mètres avec *Streptorhynchus crenistria* et de nombreux *crinoïdes*. Mais on ne le trouve plus dans les assises inférieures, où dominent *Myalina modioliformis* et *Littorina scotoburdigalensis*.

L'assise du grès calcifère a été nommée en 1855 par M. Tate étage *tuédien* à cause du développement qu'elle atteint dans la vallée de la Tweed.

L'assise n° 2 est considérée comme l'équivalent du *mountain limestone* proprement dit, dont elle ne représente sans doute que la partie supérieure. Quant à l'assise 3, sa place paraît être sur l'horizon de la série d'Yoredale, c'est-à-dire au-dessous du *millstone grit*. Néanmoins c'est elle qui renferme les bassins houillers les plus productifs de l'Écosse (Lothian, Dalkeith, etc.). On y compte, dans les bassins d'East et Mid Lothian, 17 couches de houille, formant ensemble 16 mètres de charbon et dont plusieurs ont pour toit un calcaire marin à *Productus*, *Bellerophon*, *Orthoceras*. La couche connue sous le nom de *Parrot-coal* et qui donne la houille à gaz (*cannel coal*) appartient à ce système. Elle à $0^m,90$ de puissance.

Étage houiller d'Écosse. — Le *Moor-Rock* ou grès de Roslin est regardé comme l'équivalent du *millstone grit* anglais. Il a environ 100 mètres et est surmonté par 360 mètres de terrain houiller supérieur, contenant $11^m,60$ de houille en 11 couches distinctes, dont une porte le nom de *Flat-coal*.

Toutes les couches de houille d'Écosse ont plus de $0^m,60$. Il en est une, dans le Fifeshire, qui a $6^m,30$ et une autre, le *Great Seam*, se poursuit sur 19 kilomètres avec une puissance régulière de $2^m,40$.

C'est à l'assise n° 6 qu'appartient l'*Ell coal*, couche au-dessus de laquelle on a trouvé, à 120 mètres de distance verticale, des nodules de minerai de fer renfermant *Productus scabriculus*, *Discina nitida*, *Conularia quadrisulcata*, *Bellerophon Urii*, c'est-à-dire des fossiles du calcaire carbonifère. Ainsi cette faune se poursuit, non seulement au-dessus du grès qui équivaut au *millstone grit*, mais encore au-dessus de l'assise n° 5, où il est permis de voir la représentation des couches du Gannister. On voit donc que là où domine le facies marin, l'étage carbonifère semble former un ensemble homogène, où le caractère paléontologique varie peu de la base au sommet.

Irlande. — Le carbonifère d'Irlande, dont la figure 284 fait connaître la coupe, se compose des assises suivantes :

6. Série de Jarrow, à *Anthracosia* et *Myalina*.
5. Terrain houiller inférieur, avec veines minces de houille.
4. Série des *Flagstones* (*Millstone grit*).
3. Schistes (série d'Yoredale) à *Goniatites sphæricus*, *Bellerophon*, *Euomphalus*, *Aviculopecten papyraceus*, *Posidonia Becheri*, *P. membranacea*.
2. Calcaire carbonifère supérieur, avec silex, couronnant des schistes charbonneux avec calcaires terreux.
1. Calcaire carbonifère inférieur, compact et souvent dolomitique et grès de Coomhola.

Le grès de Coomhola, où l'on a signalé l'association de *Spirifer Verneuili* avec

Digitized by Google

S. cuspidatus, repose sur le vieux grès rouge. Il a 900 mètres d'épaisseur dans le sud de l'Irlande et est encore séparé par 600 mètres de schistes du calcaire

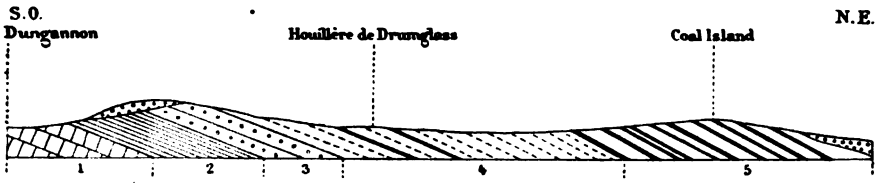

Fig. 284. — Coupe du bassin houiller de Tyrone (d'après M. Hull). — 1, calcaire carbonifère; 2, schistes d'Yoredale; 3, schistes de Carlow et Millstone grit.; 4, terrain houiller inférieur; 5, terrain houiller moyen ou principal.

carbonifère proprement dit, lequel renferme, à Armagh, un *fish-bed*, c'est-à-dire une couche remplie de dents de poissons (*Cladodus*, *Psammodus*, *Cochliodus*).

L'assise n° 5 est l'équivalent des couches du *Gannister*. On y a trouvé, dans le bassin de Castlecomer, une intéressante faune marine, comprenant (1) : *Phillipsia pustulata*, *Bellinurus regina*, *Goniatites fasciculatus*, *G. crenistria*, *Orthoceras Steinhaueri*, *Orthis resupinata*, *Productus semireticulatus*, *Rhynchonella pleurodon*, *Spirifer trigonalis*, *Actinocrinus*, etc. La présence du genre *Phillipsia* est surtout intéressante en montrant la persistance des types du calcaire carbonifère jusqu'à ce niveau, qui est celui des *lower coal measures*. Quant aux assises houillères supérieures, elles font défaut en Irlande.

§ 3

BASSIN FRANCO-BELGE

Allure générale du bassin. — Masqué, dans tout le sud-est de l'Angleterre, par les terrains d'âge plus récent qui forment le bassin de Londres, le système carbonifère se retrouve de nouveau, d'abord dans le Boulonnais, où il est amené au jour par un soulèvement local, puis dans l'Artois et la Flandre, où il est recouvert par une faible épaisseur de *morts-terrains*, appartenant à la craie et au tertiaire. Il se relève ensuite dans le Hainaut, se poursuit jusqu'à Liège et aux environs d'Aix-la-Chapelle et paraît se réunir souterrainement, par le Limbourg, au grand bassin de la Ruhr en Westphalie. Dans tout ce parcours, la composition du système offre une certaine constance, qui prouve qu'il s'agit de dépôts originairement formés dans des conditions à peu près identiques.

Deux étages seulement sont représentés dans cette longue traînée de dépôts : l'étage anthracifère, constitué par le calcaire carbonifère, et l'étage houiller; encore ce dernier est-il réduit à sa partie inférieure, le reste, s'il a existé dans ces parages, ayant disparu lors des grandes dénudations qui ont affecté la contrée, où la craie repose le plus souvent, sans intermédiaire, sur le terrain carbonifère disloqué.

(1) Hull, *op. cit.*, p. 617.

Digitized by Google

Ajoutons que le bassin franco-belge a subi des bouleversements tout particuliers, dont la figure 285 est destinée à donner l'idée générale. Le trait principal

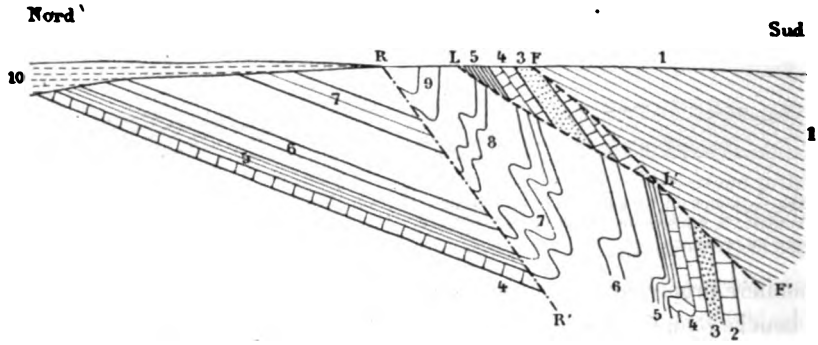

Fig. 285. — Esquisse schématique de la structure du bassin houiller franco-belge (d'après M. Gosselet). — 1, schistes gédinniens; 2, calcaire frasnien; 3, psammite famennien; 4, calcaire carbonifère; 5, assise à *Productus carbonarius*; 6, zone des houilles maigres; 7, zone des houilles demi-grasses; 8, zone des houilles grasses; 9, zone des houilles à gaz ou flénus; 10, *morts-terrains*; FF', grande faille; LL', faille *limite*; RR', faille ou *cran de retour*.

de ces dislocations consiste dans le recouvrement de l'étage houiller par des assises plus anciennes, dont il est séparé par une faille très peu inclinée.

Calcaire carbonifère. — Le calcaire carbonifère avait été divisé par Dumont en trois assises : à la base, le *calcaire à crinoïdes*, dit aussi *petit granite;* ensuite, la *dolomie*, enfin, le calcaire à *Productus*. Au point de vue de la faune, les deux premières assises peuvent être groupées sous le nom de *calcaire de Tournai*, tandis que la troisième forme le *calcaire de Visé*. Mais aujourd'hui on a poussé beaucoup plus loin la subdivision du calcaire carbonifère. M. Dupont (1) a d'abord distingué six assises dans le massif de la Meuse. Puis M. Gosselet (2) a reconnu l'existence de dix zones, dont l'énumération suit :

Assise VI de M. Dupont.	10. Calcaire de Visé, compact et foncé, avec phthanites en nodules et aussi en bancs à la partie supérieure. *Productus giganteus.*
	9. Calcaire de Limont-Fontaine, blanc ou rose, en bancs épais, avec *Productus undatus, P. semireticulatus, Rhynch. pleurodon, Terebratula sacculus.*
	8. Calcaire à *Productus* (*P. Cora, P. sublævis*), généralement blanc ou gris blanchâtre.
Assise V.	7. Dolomie de Namur, grise ou brune, tantôt en bancs cohérents, tantôt en masses pulvérulentes.
	6. Calcaire géodique à phthanites de Bachant. *Euomphalus cirroïdes, E. helicoides, E. acutus, Bellerophon hiulcus, B. bicarenus.*
Assise IV.	5. Calcaire gris de Waulsort, souvent dolomitique, à *Spirifer cuspidatus, S. striatus* et *Amplexus coralloides.*
Assise III.	4. Calcaire gris d'Anseremme, avec dolomie, à *Sp. cuspidatus, S. Mosquensis, Productus semireticulatus, Orthis resupinata.*
Assise II.	3. Calcaire noir de Dinant à *Prod. semireticulatus, P. Flemingi, Pecten intermedius.*
Assise I de M. Dupont.	2. Calcaire des Écaussines, dit *Petit granite*, calcaire sublamellaire formé de fragments de tiges d'encrines spathiques. *Phillipsia gemmulifera, Spirifer Mosquensis, Orthis crenistria, O. Michelini, Chonetes variolaria, Syringopora distans.*
	1. Calcaire noir et schistes des Avesnelles à *Productus Heberti, P. Flemingi, Chonetes variolaria, Chemnitzia Lefebvrei*, etc.

(1) *Bull. Acad. roy. de Belgique*, 2e série, XII, XV, XX, XXXI, XXXIX.
(2) Voir *Esquisse géologique du Nord de la France*, p. 129.

Digitized by Google

Il est à remarquer que plusieurs des assises qui viennent d'être indiquées peuvent faire défaut en un point donné. Il n'est aucune localité où la série entière existe sur la même verticale. Dans le massif de la Meuse, l'épaisseur du calcaire carbonifère est de 760m; elle est de 258m dans le massif de la Sambre.

A Maffles, dans la vallée de la Dendre, le *petit granite* contient des géodes tapissées de cristaux de calcite et quelquefois remplies d'un liquide inflammable; on y trouve aussi de petits cristaux, complètement libres, de quartz bipyramidé (1). C'est à peu près à ce niveau que viennent se placer le calcaire à chaux hydraulique de Tournai et les marbres de Soignies et de Féluy. La faune de ces calcaires se compose, outre les espèces déjà indiquées, de *Nautilus cariniferus*, *Orthoceras subcanaliculatum*, *Goniatites rotatorius*, *Euomphalus tabulatus*, *Athyris lamellosa*, *A. Roissyi*, *Fenestella plebeia*, etc.

Quant à ce qu'on appelle la *faune de Visé*, elle comprend : *Cythere Phillipsi*, *Phillipsia globiceps*, *Nautilus cyclostoma*, *Orthoceras calamus*, *Euomphalus catillus*, *E. fallax*, *Bellerophon costatus*, *Conocardium trigonale*, *Productus fimbriatus*, *P. proboscideus*, *P. punctatus*, *P. striatus*, *Chonetes comoides*, *C. papilionacea*, *Spirifer crassus*, etc.

Les phthanites du calcaire carbonifère, abondants à plusieurs niveaux, paraissent résulter de la substitution de la silice à des éléments calcaires, d'origine organique ou inorganique (2). Cette pseudomorphose, qui n'a pas toujours été complète (car le microscope montre souvent des plages calcaires non transformées), a dû s'accomplir à une époque où les sédiments, tout en conservant une certaine plasticité, possédaient déjà la structure normale du calcaire carbonifère.

Les phthanites sont fréquemment remplis de crinoïdes, en totalité ou en partie transformés, tandis que les petites coquilles sont entièrement silicifiées. Quelquefois des organismes à test siliceux demeurent si parfaitement distincts dans la masse des phthanites que, selon le P. Renard, il est bien difficile d'attribuer soit à des foraminifères, soit à des spongiaires ou à des diatomées, l'apport de la matière siliceuse qui a produit les pseudomorphoses.

Ampélites. — Au nord de Mons, le calcaire carbonifère, terminé par des bancs continus de phthanite, est couronné par des schistes noirs, très siliceux, épais d'une soixantaine de mètres et renfermant une couche très riche en *Posidonia Becheri*. On y trouve aussi les genres *Productus* et *Phillipsia* (3).

Au dessus viennent 25m de schistes ampéliteux, pyriteux et alunifères, avec noyaux de calcaire noir fétide, où l'on trouve : *Goniatites diadema*, *G. atratus*, *Orthoceras dilatatum*, *O. pygmæum*, *O. strigillatum*, *Mytilus ampeliticola*, *Productus carbonarius*, *Lingula parallela*. A ces fossiles sont associés des poissons, *Campodus Agassizi*, *Palæoniscus striolatus*, *Megalichthys Agassizi*.

C'est alors que commencent les *schistes houillers* proprement dits, inférieurs

(1) Gosselet, *loc. cit.*, p. 143.
(2) A. Renard, *Bull. Acad. roy. de Belgique*, 2e série, XLVI, p. 9.
(3) Mourlon, *Géologie de la Belgique*, I, p. 119.

Digitized by Google

au terrain houiller productif et couronnés, d'après MM. Briart et Cornet (1), à 100m au-dessus des ampélites, par une sorte d'arkose à grains de phthanite, qui serait l'équivalent du *millstone grit* anglais. La même arkose existe à la base du terrain houiller de Liège.

A Auchy-aux-Bois, la même assise se compose de schistes pyriteux avec schistes compacts fossilifères et un calcaire rempli d'encrines, qui le rendent très semblable au petit granite des Écaussines. On observe dans les schistes (2) : *Schizodus sulcatus*, *Aviculopecten papyraceus*, *Spirifer glaber*, *Productus semireticulatus*, *P. carbonarius*.

A Lens, un schiste compact à *Spirifer*, *Productus* et *Orthis* forme également la base du terrain houiller et, entre Huy et Liège, on observe sur le même horizon des schistes alunifères, atteignant jusqu'à 30 mètres d'épaisseur et contenant des boules de calcaire compact avec *Goniatites diadema*, *G. atratus*, *Productus carbonarius*, *Aviculopecten papyraceus*, quatre espèces d'*Orthoceras* et des poissons (*Palœoniscus*, *Campodus*). On a donné à ces schistes noirs, bitumineux et remplis de pyrite, le nom d'*ampélites de Chokier*.

Étage houiller. — Le terrain houiller productif se compose surtout de psammites et de schistes avec houille : les schistes forment à peu près les $^2/_3$ de l'ensemble. Accessoirement on rencontre des poudingues, des grès et des arkoses; il est rare que le grain des poudingues soit supérieur à la grosseur d'un pois. Dans le schiste se trouvent des rognons de limonite et de fer carbonaté.

La puissance du terrain houiller, dans le bassin de Mons, est d'environ 2900 mètres. On y compte 156 couches ou veines de houille, dont la puissance varie entre 0m,10 et 1m,60. Mais il est rare, en vertu de l'inclinaison des couches et des dislocations du bassin, qu'on observe plus de 80 veines sur une même verticale. Les 156 couches connues se partagent en 54 couches de *flénu* ou charbon à gaz, 28 de *charbon dur*, 36 de charbon gras pour forge, 38 de houille sèche anthraciteuse. A Liège, il y a 85 couches, très bouleversées d'ailleurs, comme l'indique la figure 286. A Charleroi, où le système supérieur manque, on en compte 82, de 0m,20 à 1m,40.

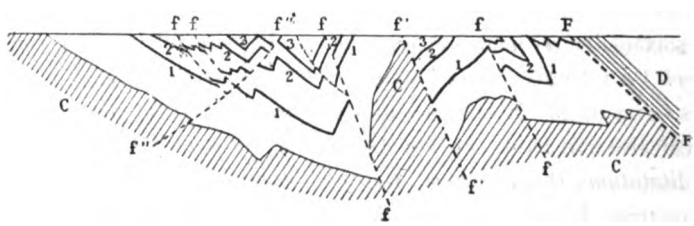

Fig. 286. — Esquisse du bassin houiller de Liége (d'après M. Van Scherpenzeel-Thym). — D, schistes gédinniens; C, calcaire carbonifère; 1, 2, veines de houille; 3, couche de grès; FF, grande faille, f, f, failles secondaires.

Chaque couche de houille est, en général, intercalée entre deux bancs schis-

(1) *Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, III, p. 84.
(2) Ch. Barrois, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, II, p. 223.

Digitized by Google

teux; le supérieur (*toit* ou *roc*) est feuilleté, micacé, rempli d'empreintes végétales; l'inférieur ou *mur* a une cassure irrégulière et est traversé en tous sens par des racines et des radicules de *Stigmaria*. Le schiste y est argileux, privé de fer et peut quelquefois être employé à la fabrication de poteries allant au feu.

Les grès peuvent former le toit, mais jamais le mur de la houille; ils renferment des tiges et des troncs, mais pas de feuilles (1). Ces dernières ne se rencontrent que dans les schistes ou dans la houille elle-même.

Répartition des houilles d'après leur qualité. — La qualité des charbons varie très régulièrement, dans le bassin franco-belge, depuis la base jusqu'au sommet de l'étage houiller. On y distingue les zones suivantes :

4. Zone supérieure ou des charbons à gaz (*flénus*).
3. Zone des charbons gras.
2. Zone des charbons demi-gras.
1. Zone inférieure ou des charbons maigres.

Ainsi la proportion des matières volatiles va en augmentant à mesure qu'on s'élève dans la série.

D'autre part, bien que ces quatre zones appartiennent à la même phase de végétation, celle des sigillaires, chacune d'elles peut être caractérisée par la prédominance de certaines espèces de plantes. Nous en donnons ici l'énumération d'après M. l'abbé Boulay (2), qui a prouvé que la paléontologie végétale pouvait rendre de réels services pour le raccordement des couches, dans un bassin morcelé par une infinité de failles.

4. Zone de Bully-Grenay, ou des *charbons à gaz* et *flénus*. — *Pecopteris nervosa*, *P. dentata*, *P. abbreviata*, *Nevropteris heterophylla*, *Sphenopteris irregularis*, *S. coralloides*, *Calamites Suckowi*, *Annularia radiata*, *A. sphenophylloides*, *A. longifolia*, *Sphenophyllum erosum*, *Sigillaria tessellata*, *S. mamillaris*, *Dorycordaites*.
3. Zone de Denain ou des *charbons gras*. — *Sphenopteris nummularia*, *S. irregularis*, *Nevropteris gigantea*, *Alethopteris Serlii*, *A. valida*, *Calamites Suckowi*, *Sphenophyllum Schlotheimi*, *Annularia radiata*, *Sigillaria polyploca*, *Trigonocarpus Noeggerathi*.
2. Zone d'Anzin ou des *charbons demi-gras*. — *Sphenopteris Hœninghausi*, *S. convexiloba*, *S. irregularis*, *Lonchopteris rugosa*, *Alethopteris Dournaisi*, *Calamites Suckowi*, *Annularia radiata*, *Sigillaria elegans*, *S. scutellata*, *S. elliptica*, *S. rugosa*, *Halonia tortuosa*.
1. Zone de Vicoigne ou des charbons maigres. — *Pecopteris Loshi*, *Nevropteris heterophylla*, *Alethopteris lonchitica*, *Annularia radiata*, *Sigillaria conferta*, *S. Voltzi*, *Lepidodendron pustulatum*, *Lepidophloios laricinus*.

La zone N° 1 comprend les fosses de Fresnes, Vieux-Condé, Vicoigne, Oignies, Carvin, Annœulin. Elle s'étend vers l'est jusqu'à Liège. A la zone n° 2 appartiennent Anzin, Aniche, Ferfay, l'Escarpelle, Meurchin. Cette zone est connue dans presque tout le bassin belge. La troisième s'étend d'une extrémité à l'autre du bassin. C'est la plus activement exploitée. Enfin la quatrième existe à Liévin, Bully-Grenay, Bruay, Marles et se retrouve très développée aux environs de Mons.

La cause qui détermine la qualité particulière de la houille et notamment sa richesse en matières volatiles doit sans doute être cherchée dans la nature des végétaux qui ont contribué à sa formation. Quant à la répartition en surface des

(1) Gosselet, *loc. cit.*, p. 147.
(2) *Le Terrain houiller du Nord de la France et ses végétaux*, 1876.

Digitized by Google

quatre zones principales, elle paraît avoir été gouvernée par un phénomène d'affaissement graduel de la partie occidentale et méridionale du bassin. En effet M. Potier (1) a remarqué que l'étage houiller du Nord et du Pas-de-Calais repose en stratification transgressive sur le calcaire carbonifère. Les premières couches houillères se sont formées dans la partie nord-est du bassin et celles qui sont venues ensuite se sont répandues de plus en plus loin vers l'ouest et vers le sud par suite de l'enfoncement progressif du sol. C'est ainsi que la zone inférieure, celle des charbons maigres, ne s'observe qu'au nord-est, tandis que celle du sommet, la zone des charbons à gaz, n'existe qu'au sud-ouest; des deux zones intermédiaires, la zone des charbons demi-gras forme le centre du bassin et celle des charbons gras s'avance seule au nord-ouest.

Fossiles animaux de l'étage houiller. — L'étage houiller ne contient pas seulement les traces d'une abondante végétation terrestre. En divers points, les schistes offrent des empreintes de coquilles d'eau saumâtre, telles qu'*Anthracosia*. Mais en outre, à plusieurs reprises, la mer a envahi les lagunes où se formait la houille, en intercalant, au milieu des schistes et des grès houillers, des dépôts avec fossiles marins et d'eau saumâtre. Dans le seul bassin de Mons, à partir des ampélites, MM. Briart et Cornet ont compté jusqu'à sept couches de ce genre. L'une d'elles, située à Baudour, à peu de distance de la base de l'étage, est un calcaire à crinoïdes en plaquettes, véritable petit granite avec *Productus carbonarius* et *Chonetes Laguessei* (2). Les autres renferment *Orthis crenistria*, *O. Michelini*, *Cardinia colliculus*, *C. uncinata*, *Goniatites Listeri*, *Aviculopecten papyraceus*, *Mytilus Wesmælanus*. La même chose a lieu dans le bassin de Liège (3), où le nombre des couches marines ou saumâtres reconnues en 1876 était de 13. A plus de 500 mètres au-dessus du calcaire carbonifère, ce bassin offre (4) une couche de schiste noir avec *Posidonia*, *Cythere gibberula* et *Spirorbis carbonarius*. Ce même fossile a été signalé à Sars-Longchamps, dans le bassin de Mons, en compagnie d'une aile d'insecte, *Omalia macroptera* (5). Enfin dans le Pas-de-Calais, à Carvin, les schistes avec houille renferment une couche à fossiles marins (6).

On a fait la remarque (7) que, dans le bassin du Nord et du Pas-de-Calais, il n'y a jamais simultanément, au toit d'une couche de houille, des fossiles marins et des empreintes végétales bien conservées. Les couches marines, d'ailleurs très minces, ont dû se former dans des conditions qui excluaient la possibilité du dépôt ou tout au moins de la conservation des végétaux terrestres. Elles correspondent à des interruptions momentanées du phénomène houiller.

Bassin du Bas-Boulonnais. — Le bassin du Bas-Boulonnais constitue un

(1) *Ann. Soc. géol. du Nord*, IV, p. 166. — *Assoc. française*, 1874, p. 378.
(2) Briart et Cornet, *Soc. géol. de Belgique, Mém.* II, p. 52.
(3) Malherbe, *Bull. Acad. roy. de Belgique*, 2e série, XXXII, p. 368.
(4) Firket, *Ann. Soc. géol. de Belgique*, V, 1879, XCVII.
(5) Van Beneden et Coemans, *l'Institut*, 1867, n° 1753.
(6) Ch. Barrois et Gosselet, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, II, p. 223.
(7) Abbé Boulay, *Ann. de la Soc. scientifique de Bruxelles*, 1880.

Digitized by Google

écart très intéressant du terrain carbonifère franco-belge, dont il atteste la liaison avec les formations du même âge de la Grande-Bretagne, en même temps qu'il

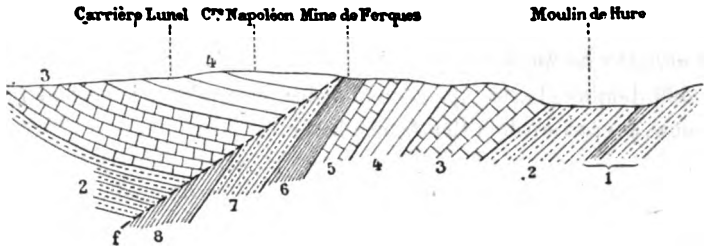

Fig. 287. — Coupe du carbonifère à Ferques (d'après M. Gosselet). — 1, dévonien supérieur; 2, dolomie de Hure; 3, calcaire du Haut-Banc à *Productus Cora*; 4, calcaire Napoléon; 5, calcaire à *Productus giganteus*; 6, calcaire, schiste et houille; 7, grès des plaines; 8, schistes et houille; f, faille.

participe aux mêmes phénomènes généraux de dislocation que toute la bande houillère de l'Artois et du Hainaut (fig. 287).

On y distingue la série suivante (1) :

6. Terrain houiller de Locquinghen.
5. Grès des plaines d'Hardinghen.
4. Calcaire à *Productus giganteus*.
3. Calcaire Napoléon à *Productus undatus*
2. Calcaire du Haut-Banc à *Prod. Cora*.
1. Dolomie du moulin de Hure.

Les quatre premières assises appartiennent au sous-étage du *calcaire de Visé*. Le *calcaire de Tournai* fait défaut dans le Boulonnais aussi bien que dans le nord du pays de Galles.

La *dolomie de Hure* est cendreuse, brun foncé, renferme 33 pour cent de carbonate de magnésie et contient de nombreuses tiges d'encrines.

Le *calcaire du Haut-Banc*, activement exploité, fournit un marbre gris rougeâtre et violet (marbres dits *Henriette* et *Caroline*). On y observe *Productus Cora* et des polypiers du genre *Lithostrotion*. Son épaisseur est de 150m.

Le *marbre Napoléon*, gris ou rosé, renferme : *Terebratula elongata*, *Spirifer glaber*, *Orthis crenistria*, *Chonetes papilionacea*, *Productus undatus*, *P. semireticulatus*, *P. scabriculus*, *P. giganteus*, *Euomphalus pentangulatus*, *Natica antiqua*, *Loxonema sulcata* (2). Cette assise a de 25 à 30m.

Le calcaire à *Prod. giganteus*, noir à Hardinghen et parfois semi-cristallin par suite de l'abondance des tiges d'encrines, contient souvent des lits de silex. C'est à cette assise, synchronique du calcaire de Visé, qu'appartient le marbre gris à veines rouges dit *Joinville*.

Le *grès des plaines* d'Hardinghen, équivalent du *millstone grit*, est brun clair, micacé et renferme de petites couches de schiste, de houille et de calcaire. On y a trouvé *Productus carbonarius*, *Stigmaria ficoides*, *Calamites* (3).

(1) Gosselet, *Esquisse des terrains primaires*. — Barrois, *Geologists' Assoc.*, VI, n° 1.
(2) Godwin Austen et Sharpe in Barrois, *loc. cit.*
(3) Barrois, *loc. cit.*

Digitized by Google

Le *terrain houiller* de Locquinghen est essentiellement schisteux : il y a peu de bancs de grès ; mais le minerai de fer y est assez abondant. Les schistes associés à la houille offrent une flore composée de *Pecopteris Loshi, Nevropteris heterophylla, Sphenopteris coralloides, Trichomanites delicatulus, Annularia radiata, Calamites Suckowi.* Cet ensemble caractérise la zône des charbons gras qui, selon l'abbé Boulay (1), occupe, dans l'ordre descendant, le second rang parmi les divisions du terrain houiller franco-belge.

§ 4

LE SYSTÈME PERMO-CARBONIFÈRE DANS LA RÉGION DES VOSGES ET DE LA FORÊT-NOIRE

Allure générale. Bassin de la Sarre. — La grande bande houillère qui comprend les gisements de l'Angleterre, de la Flandre, de la Belgique et de la Westphalie, marque, selon toute vraisemblance, la ligne de lagunes qui suivait le rivage de la terre ferme à l'époque carbonifère. Au sud de cette ligne, on ne rencontre plus que des lambeaux houillers assez étroitement limités, de formation nettement continentale et appartenant, pour la plupart, à une phase de végétation postérieure. De plus, quand ces bassins ne reposent pas directement sur le terrain primitif, ils en sont séparés par des formations de nature arénacée, où le calcaire, quand il existe, ne joue qu'un rôle tout à fait subordonné.

Le premier et le plus important de ces lambeaux est celui de la Sarre. C'est le seul qui présente, avec un développement sérieux, des couches de houille contemporaines de celles du Hainaut et, ce qu'il y a de remarquable, c'est que la série de ces couches est en stratification parfaitement concordante avec un ensemble houiller de formation beaucoup plus tardive, de telle sorte que la paléontologie seule a permis de séparer les deux étages.

La série de la Sarre, épaisse de plus de 3000^{m}, comprend :

Étage permien.
- *Grès rouge supérieur,* formé de conglomérats sans fossiles, déposés après les éruptions porphyriques et mélaphyriques.
- *Couches de Lebach. b.* Argile schisteuse, avec minerai de Lebach, renfermant *Walchia* avec insectes et *Archegosaurus, Acanthodes, Xenacanthus, Amblypterus, Palæoniscus.*
- *a.* Couche mince de houille avec toit de schiste siliceux à *Acanthodes* et *Xenacanthus.*
- *Couches de Cusel,* à *Walchia piniformis, Callipteris conferta, Calamites gigas,* associés à des plantes houillères.

Étage houiller.
- *Couches d'Ottweiler (Kohlenrothliegendes).*
  - *b.* Supérieures, avec grès rouge feldspathique à la base.
  - *a.* Inférieures, contenant quelques lits de houille, avec *Anthracosia, Estheria, Leaia* (crustacé), *Pecopteris arborescens, Odontopteris obtusiloba.*
- *Couches de Sarrebruck.*
  - *c.* Supérieures. — Conglomérats et grès rouges grossiers, argiles schisteuses, lits insignifiants de houille.
  - *b.* Moyennes, *a.* Inférieures } avec couches de houille exploitées.

Les couches de Sarrebruck proprement dites correspondent, par leur flore, à

(1) *Le Terrain houiller du Nord de la France et ses végétaux fossiles,* Lille, 1876.

Digitized by Google

la zone moyenne de la deuxième phase, à celle qui comprend les bassins du Nord et du Hainaut. Quant aux couches d'Ottweiler, qu'aucune discordance ne sépare des précédentes, elles appartiendraient à la fin de la troisième phase et se placeraient sur l'horizon des couches supérieures de Saint-Étienne.

Pour M. Weiss (1), les couches d'Ottweiler et celles de Cusel forment deux zones de passage entre l'étage houiller et l'étage permien, la première avec affinités houillères dominantes, tandis que la seconde serait plus nettement permienne. Le sommet de l'assise d'Ottweiler offre deux couches de calcaire, assez régulières malgré leur faible épaisseur.

Grauwacke vosgienne. — Le bassin de la Sarre est situé assez en avant de la région vosgienne pour que ses caractères soient en quelque sorte intermédiaires entre ceux des grandes lagunes maritimes et ceux des dépôts continentaux. C'est à cette dernière catégorie qu'appartiennent, sans contestation, les gisements houillers du pourtour des Vosges, consistant en plusieurs lambeaux qu'on peut ramener à deux groupes (2) : celui de Saint-Hippolyte et de Villé, et celui de Ronchamp et de Roppe.

Avant d'en faire connaître les traits essentiels, il convient de mentionner le facies particulier de l'étage anthracifère dans les Vosges. Cet étage se présente sous la forme d'une grauwacke, généralement brun jaunâtre ou verdâtre, dont le principal gisement s'observe à Burbach, près de Thann. Cette grauwacke se lie intimement, comme Élie de Beaumont l'a depuis longtemps reconnu (3), aux *porphyres bruns* des Vosges, lesquels ne sont autres que les équivalents des *porphyres noirs* du bassin de la Loire. On voit le porphyre à cristaux de feldspath passer latéralement à une sorte de conglomérat porphyrique à fragments anguleux, puis à une grauwacke à grain fin et celle-ci se transforme fréquemment en un véritable pétrosilex où persistent les empreintes végétales de la grauwacke. Ainsi cette dernière est un *tuf de porphyre*. On l'observe encore sous cette forme à Rougemont, près de Belfort.

Dans cette localité comme à Burbach, la grauwacke abonde en végétaux fossiles, *Stigmaria ficoides*, *Bornia radiata*, *Lepidodendron Veltheimianum*, *Cardiopteris frondosa*, *C. polymorpha*, *Sphenopteris Schimperi*, *Triphyllopteris Collombi* (4).

A la même formation appartiennent les schistes de Plancher-les-Mines, qui paraissent être placés à la hauteur du calcaire carbonifère proprement dit, car ils renferment *Productus giganteus* et les genres *Amplexus*, *Euomphalus* et *Phillipsia* (5). Du reste, des fossiles marins et notamment des *Productus* ont été tout récemment découverts à Burbach, confirmant l'assimilation de la grauwacke de Thann au *Culm* ou facies côtier et terrestre de l'étage anthracifère.

(1) *Fossile Flora der Steinkohlenform. im Saar-Rhein Gebiete*, 1872, p. 219.
(2) Abbé Boulay, *Bull. de la Soc. d'hist. nat. de Colmar*, 1879.
(3) *Explic. de la carte géol. de France*, I, p. 354.
(4) Kœchlin Schlumberger et Schimper, *le Terrain de transition des Vosges*, 1862.
(5) Jourdan in Delesse, *Revue de Géologie*, III, p. 312.

Digitized by Google

L'étage anthracifère est représenté, dans le grand-duché de Bade, par les couches de la Kinzig à *Pecopteris aspera*.

Lambeaux houillers vosgiens. — Si l'on cherche à classer les lambeaux houillers vosgiens d'après leurs flores, on arrive, selon M. l'abbé Boulay, aux conclusions suivantes (1) :

Les gisements des Vosges, dont l'épaisseur varie entre 100 et 200^{m}, se rattachent à quatre zones distinctes :

1° Le petit bassin de Saint-Hippolyte et Roderen appartient au début de la deuxième phase de végétation et correspond aux couches inférieures du terrain houiller franco-belge. Les poudingues grossiers et les arkoses y prédominent.

2° Les lambeaux du Hury, de Lalaye et les bassins de Ronchamp et de Roppe forment un faisceau unique qui est à cheval, en quelque sorte, sur la deuxième et la troisième phase. Il correspond, d'une part, aux zones inférieure et moyenne de Sarrebruck et, de l'autre, au terrain de Rive-de-Gier, qu'il dépasse pour atteindre la base du système de Saint-Étienne : l'*Annularia sphenophylloides* y domine.

3° Le lambeau de Lubine appartient à la troisième phase; il représente la partie moyenne du système de Saint-Étienne.

4° Enfin la partie du bassin de Villé qui comprend les gîtes de Honcourt, Nothalten, Erlenbach, Triembach, constitue le sommet de la formation houillère et confine immédiatement à la phase du grès rouge, présentant des analogies avec les couches d'Avaize à Saint-Étienne. On y observe *Poa-Cordaites latifolius* et *Tœniopteris multinervia*. Un calcaire fétide, très dur, est subordonné à cette assise, dont il occupe le sommet.

Permien des Vosges et de l'Odenwald. — Le permien de la région vosgienne comprend, à la base, des grès et conglomérats feldspathiques, puis des argilolithes qui, dans le Val d'Ajol et le Val de Villé, contiennent des troncs silicifiés de fougères arborescentes et de gymnospermes. Au-dessus de cet ensemble vient le *grès rouge* proprement dit.

Ce grès rouge est à éléments grossiers, parfois bréchiformes. Il renferme beaucoup de parties argileuses, est dépourvu d'éclat cristallin et s'associe fréquemment à des *argilolithes*, dont la teinte est tantôt bleue, tantôt verdâtre, tantôt rouge amarante. Sa liaison est intime avec le porphyre quartzifère, dont il n'est très souvent qu'un tuf.

A sa partie supérieure, on observe des amas plus ou moins continus de dolomie avec rognons d'agate. Quelques géologues y ont vu un équivalent du zechstein.

Quant au *grès des Vosges*, qui recouvre directement le grès rouge, on paraît aujourd'hui disposé à le ranger avec le trias plutôt qu'avec l'étage permien, à cause de son identité avec le grès de la Spessart, qui repose sur le zechstein (2).

On peut encore rattacher à la région vosgienne, à titre d'écart la reliant au Morvan, l'affleurement permien de la Montagne de la Serre, qui se compose de

(1) Abbé Boulay, *Bull. de la Soc. d'hist. nat. de Colmar*, 1879.
(2) Benecke, *Abhandlungen zur geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen*, 1877.

Digitized by Google

poudingues, de grès d'un rouge foncé et d'argiles sableuses micacées, lie-de-vin ou verdâtres. On y a trouvé *Walchia Schlotheimi*, *W. hypnoides* et un fragment de mâchoire de saurien.

Les poudingues sont visibles aux Croisières, entre Offlange et le bois de Montmirey. A Offlange, un sondage a été poussé à 115^{m} de profondeur sans sortir du permien rouge.

La Forêt-Noire ne formant avec les Vosges qu'un même massif, il convient d'ajouter à ce qui précède quelques mots sur la région de l'Odenwald, qui se rattache assez étroitement à la première.

La coupe du permien de l'Odenwald est intéressante, à cause de l'association intime des roches stratifiées avec les épanchements porphyriques. La voici telle qu'elle est donnée par M. Cohen (1).

7. Zechstein, avec *Schizodus obscurus*.
6. Porphyre du Wagenberg.
5. Porphyre en nappes de Dossenheim.
4. Grès rouges. — Conglomérats porphyriques et tufs à fragments de granite et de porphyre.
3. Grès rouge moyen. Tufs silicifiés, compacts et homogènes, de couleur verte franche.
2. Grès rouge inférieur. Brèche porphyrique massive ou conglomérat granitique stratifié.
1. Porphyre ancien.

§ 5

TYPES FRANÇAIS DIVERS DU SYSTÈME

Gisements du Plateau Central. Allure générale. — Le Plateau Central de la France, constitué par des gneiss et des micaschistes dont l'émersion est de date fort ancienne, a servi de point d'appui, pendant la dernière phase de l'époque houillère, à une série de marécages d'eau douce, où les débris de la végétation environnante sont venus s'entasser. Le pourtour de ce plateau et celui de ses prolongements, le Morvan, d'une part, les Cévennes et la Montagne Noire, de l'autre, sont donc jalonnés par une série de bassins d'inégale importance, tels que ceux du Creusot, de Blanzy, de Saint-Étienne, d'Alais, de Graissessac, de Decazeville, de Decize, etc. En outre, dans l'intérieur même du Plateau, l'accumulation de la houille s'est faite encore en divers points, occupant sans doute des lignes de dépression, comme on en peut juger par cette longue traînée si rectiligne qui, débutant à la porte de Moulins par le bassin de Noyant, se prolonge par Commentry, Saint-Éloi et le bassin de la Haute Dordogne jusqu'au delà de Mauriac.

Il ne saurait entrer dans notre plan de décrire tous ces gisements, dont nous avons déjà indiqué la succession chronologique en traitant des diverses phases de la végétation houillère. Nous choisirons seulement, parmi ceux qui se relient aux massifs français de terrain primitif, quelques types plus propres que les autres

(1) Voir *Neues Jahrbuch*, 1872, p. 98.

Digitized by Google

à faire apprécier la composition de ces bassins intérieurs, si différents des grandes lagunes littorales de la région du nord.

Bassin de la Loire. — A ce point de vue, le premier qui doive nous occuper est le bassin de Saint-Étienne. La coupe générale des étages anthracifère et houiller dans la Loire a été établie de la manière suivante par M. Gruner (1).

Étage houiller (partie supérieure).	8. Faisceau de Saint-Étienne.	Série du Bois d'Avaize. — de Bérard. — de Saint-Chamond.
	7. Massif stérile; conglomérats avec graines silicifiées de Grand-Croix.	
	6. Faisceau de Rive-de-Gier.	
	5. Épanchements de porphyres quartzifères et arrêt de la sédimentation.	
Étage anthracifère.	4. Grès anthracifère, avec coulées de porphyre noir (200 à 500m).	
	3. Épanchements de porphyre granitoïde.	
	2. Calcschistes et calcaire carbonifère de Régny.	
	1. Grauwacke quartzoschisteuse du Roannais.	

La figure 288 représente l'allure de l'étage anthracifère aux environs de Régny.

La base de cet étage est constituée par ce que M. Gruner a nommé la *grau-*

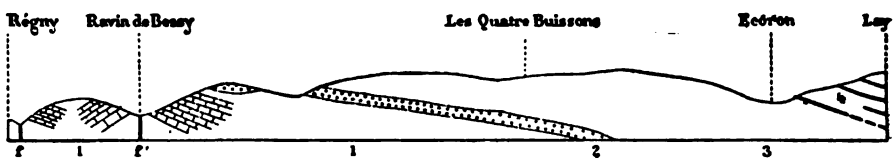

Fig. 288. — Coupe de l'étage anthracifère à Régny (d'après M. Gruner). — 1, grauwacke calcaréo-schisteuse; 2, poudingue; 3, grès porphyrique; 4, système anthracifère de Lay; f. f, failles.

wacke du Roannais (2). On y peut distinguer un groupe inférieur quartzo-schisteux, et un groupe supérieur, calcaréo-schisteux qui, à Régny et en d'autres points, contient des bancs ou plutôt des lentilles de calcaire fossilifère, dont l'épaisseur réunie ne dépasse pas 20m. La faune se compose de *Productus giganteus*, *P. semireticulatus*, *P. scabriculus*, *Orthis resupinata*, *Spirifer lineatus*, *Euomphalus Dyonisi*, *E. pentangulatus*, *Poteriocrinus crassus*. Le calcaire, noir et bitumineux, est séparé du grès anthracifère, qui le recouvre, par des schistes feuilletés tendres, les uns d'un gris bleuâtre, les autres d'un gris verdâtre foncé. L'épaisseur totale de la grauwacke du Roannais paraît comprise entre 400 et 500m.

Le *grès anthracifère* du Roannais présente à sa base une couche de poudingue à galets de quartzite, de calcaire carbonifère et de porphyre granitoïde (3). Ce poudingue, épais à Régny de 15 à 20 mètres, est surmonté par le grès proprement dit, gris foncé, presque entièrement formé d'éléments porphyriques et affectant même parfois, comme les porphyres, la structure columnaire. On trouve souvent dans la pâte de petits fragments anguleux de schiste verdâtre. En somme, le grès anthracifère est un véritable *tuf porphyrique*, qui d'ailleurs renferme parfois des empreintes végétales.

(1) *Description géologique de la Loire.*
(2) *Description géologique de la Loire.* — *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, I, p. 449.
(3) Gruner, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, I, p. 446.

Digitized by Google

L'anthracite se rencontre dans le grès en veines tour à tour renflées et amincies, suivant le mode de gisement dit *en chapelets*. Les veines ont de 1 à 2^{m} avec des renflements de 4 à 5^{m}, parfois même de 8 à 10^{m}. Le grès encaissant est plus argileux, parfois même charbonneux.

L'étage houiller de Saint-Étienne comprend, à la base, une brèche d'environ 150^{m} de puissance, qui le sépare du terrain ancien; puis une assise de 500 à 600^{m}, stérile à Saint-Étienne tandis qu'au-dessous de Rive-de-Gier elle contient un faisceau houiller spécial. Ensuite vient le faisceau de Saint-Étienne, comprenant: l'étage de Saint-Chamond, épais d'environ 400^{m}; celui de Bérard, ayant la même puissance; enfin celui d'Avaize, pouvant atteindre par places une épaisseur au moins égale, mais très réduit quant à la place qu'il occupe, par suite de

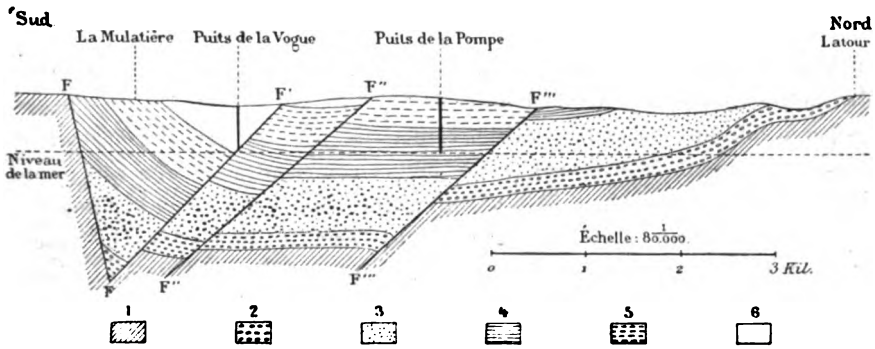

Fig. 289. — Coupe du bassin de Saint-Étienne (d'après M. Gruner). — 1, terrain primitif; 2, brèche de la base; 3, assise stérile (faisceau houiller de Rive-de-Gier); 4, étage inférieur de Saint-Étienne; 5, étage moyen; 6, étage supérieur ou du Bois-d'Avaize; FF, faille-limite; FF', F''F'', F'''FF''', failles principales.

dislocations dont la figure 289, empruntée à M. Gruner, donne une idée exacte en même temps qu'elle fait connaître la coupe transversale du bassin.

Le faisceau houiller de Rive-de-Gier renferme de 10 à 25^{m} de charbon. Sa principale richesse consiste en une couche, dite *grande masse*, dont la puissance varie entre 8 et 18^{m}. Le faisceau de Saint-Étienne comprend 16 couches de houille, d'une épaisseur réunie de 40 à 50^{m}. Mais tandis que l'assise inférieure de ce faisceau couvre environ 9000 ou 10 000 hectares, l'assise moyenne ne s'étend que sur 4000 et l'assise supérieure que sur 1200 hectares. La grande couche de ce faisceau, dite de Montrambert, a de 15 à 20^{m} de puissance et subit, à la Ricamarie, un renflement de 65^{m}, dû sans aucun doute aux bouleversements qui ont affecté le terrain, en refoulant la richesse houillère en certains points privilégiés.

L'étage anthracifère se retrouve en divers points sur les bords du Plateau central; ainsi les schistes et quartzites qu'on rencontre entre Roanne et Lyon contiennent *Productus Cora*, *Chonetes papilionacea*, *Goniatites diadema*.

Murchison avait fait voir en 1850 que, entre Thiers et Cusset, les schistes des bords du Sichon appartenaient au carbonifère (1). Le fait a été confirmé par la

(1) *Quart. Journal of the geol. Soc. of London*, VII, p. 14.

Digitized by Google

découverte d'un gîte fossilifère à l'Ardoisière (1), où se retrouvent les fossiles du calcaire de Visé, notamment *Phillipsia globiceps*, *Productus giganteus*, *P. Cora*, etc.

Aveyron, Haute-Dordogne, Corrèze. — La figure 290 (2) représente l'allure du bassin de l'Aveyron, encaissé au milieu des schistes cristallins et découpé

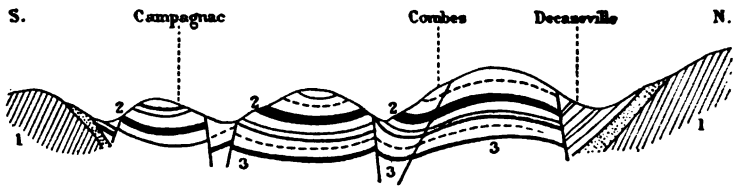

Fig. 290. — Coupe du bassin de l'Aveyron (d'après M. Boisse). — 1, schistes cristallins; 2, faisceau de Decazeville; 3, faisceau de Campagnac.

par de nombreuses failles. Le faisceau inférieur, dit de Campagnac, contient, entre autres couches, un lit de houille de 6 à 12^{m}. 200^{m} de grès et de schistes le séparent du faisceau de Decazeville, caractérisé par une grande couche dont la puissance atteint 20 et même parfois 50^{m} et contenant aussi une couche de minerai de fer carbonaté. A la base du système sont des grès et poudingues, tandis qu'au sommet on observe des grès quartzeux et des argiles schisteuses, couronnés par l'étage permien. Ce dernier comprend, à Gages (3), trois assises: l'une, à la base, formée de 10^{m} de conglomérats et de grès d'un gris verdâtre; la seconde, de 16^{m} de schistes gris, bitumineux, avec boules de fer carbonaté; la troisième, de 30^{m} de calcaires noirs, siliceux, associés à des dolomies brunes.

Tandis que, dans le grand bassin franco-belge, les grès houillers sont psammitiques et à grain fin, la plupart des bassins du Plateau central offrent des assises de grès généralement grossiers, où abondent les couches de poudingues à galets de quartz blanc et de gneiss. Tel est, en particulier, le cas du bassin de la Haute Dordogne, où des assises d'un grès blanchâtre, très propre aux constructions, alternent avec des poudingues faiblement agglutinés, dont les galets atteignent la grosseur du poing. Par contraste, il se rencontre aussi dans ces bassins houillers des couches d'un grain extrêmement fin (*gores blancs* de Saint-Étienne), qui paraissent devoir être considérées comme de véritables tufs trappéens. Une roche de ce genre partage en deux la grande couche de Champagnac, dans le Cantal.

L'étage permien est représenté dans la Corrèze, notamment aux environs de Brive, par un ensemble de grès et d'argiles en bancs réguliers, où dominent les colorations rouges, vertes et grises. Des végétaux fossiles ont été recueillis dans les grès (4), qui permettent de les placer sur l'horizon inférieur du grès rouge allemand. Les principales espèces sont *Calamites gigas*, *Odontopteris obtusiloba*, *Schizopteris trichomanoides*, *Walchia piniformis*, *W. flaccida*, *W. filici-*

(1) Julien, *Comptes rendus*, LXXVIII. p. 74.
(2) Boisse, *Esquisse géologique de l'Aveyron*, 1870, p. 103.
(3) Coquand, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série. XII, p. 128.
(4) Mouret, *Esquisse géologique des environs de Brive* (*Bull. de la Soc. scient. de la Corrèze*, I).

Digitized by Google

formis (1). On trouve d'ailleurs, aux environs de Cublac, *Callipteris conferta* dans des couches comprises entre les grès bariolés et le terrain houiller.

Morvan. Autunois. — La série du Morvan est analogue à celle de la Loire. A la base sont des poudingues avec galets de quartz blanc, de lydienne et de granulite (2), que surmontent des schistes gris ou noirs, assez fissiles et se brisant en fragments parallélipipédiques. Ces schistes contiennent deux lentilles de marbre blanc avec veinules stéatiteuses et ferrugineuses, l'une à Champ-Robert, l'autre au Puits. Ensuite vient un grès ou tuf porphyrique, avec schistes contenant les empreintes végétales du Culm. Après le dépôt de ces grès, entremêlés de coulées de porphyre noir, il s'est fait de nombreux épanchements de porphyres quartzifères; puis le dépôt des sédiments houillers a repris tardivement avec les bassins d'Autun et de Sincey-les-Rouvray, que recouvre le permien inférieur sous la forme des schistes à poissons de Muse.

Le bassin houiller d'Autun comprend deux faisceaux (3) : le faisceau inférieur, exploité à Epinac, et puissant de 50 à 100^{m}, est composé de grès et de schistes avec couches de houille. Le faisceau supérieur, épais de plus de 600^{m}, comprend de puissantes assises de grès et de poudingues, dont quelques-uns sont à très gros éléments, avec rares bancs de schistes; à sa partie supérieure, il y a deux petites couches de houille, exploitées au Grand-Moloy.

Le bassin de Blanzy et du Creusot renferme, à la base, une importante série de grès et de poudingues, et, au sommet, plusieurs couches de charbon activement exploitées.

Permien de l'Autunois. — On peut distinguer dans l'étage permien des environs d'Autun trois divisions (4) : L'assise inférieure, puissante de 150 à 200^{m} au moins, comprend les couches exploitées à Igornay et Saint-Léger-du-Bois. La flore est *presque exclusivement houillère;* c'est donc une zone de passage par excellence. Les Sigillaires y sont associées à *Walchia piniformis* et *W. hypnoides*. La deuxième assise, exploitée à Lally, Muse, Dracy-Saint-Loup, etc., et séparée de la première par 300^{m} de dépôts, renferme déjà les *Callipteris conferta, Odontopteris obtusiloba, Calamites gigas*. Enfin la troisième zone, dite du *Bog-Head* et exploitée à Millery et Surmoulin, est puissante de 500^{m} si l'on y fait entrer les grès rouges et schistes supérieurs à la couche de Bog-Head. Sa flore, nettement permienne, abonde en *Callipteris* et en *Walchia*.

La faune du permien de l'Autunois comprend des cyproïdes, des amphipodes, *Nectotelson Rochei;* des poissons, *Palæoniscus Blainvillei, P. Voltzi, P. angustus, Amblypterus, Acanthodes, Pleuracanthus;* des amphibies et des sauriens, *Actinodon Frossardi, A. major, Euchyrosaurus Rochei, Stereorachis dominans* et des batraciens salamandroïdes, *Protriton petrolei, Pleuronoura Pellati*. Ces derniers

(1) Zeiller, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e *série*, VIII, p. 196.
(2) Michel-Lévy, *Notice explicative de la feuille d'Autun.*
(3) Delafond, *Bull. Soc. géol. de France*, IV, p. 725.
(4) Roche, *Bull. Soc. géol. de France* 3e série IX, p. 78.

Digitized by Google

n'existent que dans les parties moyenne et inférieure de l'étage, tandis que les précédents ne descendent pas au-dessous de l'assise moyenne, les cyproïdes et les poissons se rencontrant à tous les niveaux (1).

Quant aux troncs silicifiés de fougères arborescentes, connus sous le nom de *Psaronius* et si abondants au milieu des bancs argileux du permien supérieur, ils paraissent n'y exister qu'à l'état remanié ; peut-être ces *Psaronius* proviennent-ils de la destruction d'un terme supérieur de l'étage houiller ; car c'est à ce niveau que ce genre se trouve en place à Commentry.

Il existe à diverses hauteurs et notamment au-dessus des schistes exploités dans chacune des deux assises inférieures de l'Autunois, des bancs réguliers de calcaire magnésien, de $0^m,70$, ne contenant que des fossiles d'eau douce.

Le permien inférieur, celui dont la flore correspond à la quatrième phase, est seul représenté dans l'Autunois. Ce n'est que dans les bassins de Blanzy et du Creusot qu'on observe des couches occupant un niveau plus élevé. Ce sont des grès rouges, associés à des conglomérats et à des schistes de couleur rouge, souvent bariolés de veines blanches, violacées ou verdâtres. Les grès sont parfois silicifiés et forment alors des arkoses, comme à Mont-Cenis. Ces grès occupent des surfaces étendues à Montchanin et au Creusot. Ils appartiennent d'ailleurs à la phase du grès rouge et il ne paraît pas y avoir, dans la contrée, d'équivalent du zechstein.

Il résulte en outre des observations de M. Delafond que les diverses assises houillères et permiennes de l'Autunois reposent transgressivement les unes sur les autres, la partie orientale du bassin s'étant constamment exhaussée, tandis que la partie occidentale s'affaissait.

Languedoc, Pyrénées. — L'étage anthracifère existe à Neffiez, dans l'Hérault, sous la forme de couches à *Productus giganteus*, recouvertes par des bancs gréseux avec végétaux de l'étage houiller.

Au-dessus s'observe la série permienne de Lodève, offrant, du haut en bas, les termes suivants :

Schistes de Lodève (27m). — Schistes argileux. Grès micacé à empreintes. Schiste ardoisier micacé à *Walchia* (14m). Schiste bitumineux noir.

Dolomies (22m).

Conglomérats et grès (42m).

C'est dans le schiste ardoisier que se trouve la flore bien connue de Lodève, contenant les *Walchia piniformis*, *W. Schlotheimi*, *W. Sternbergi*, *W. hypnoides*, *Ginkgophyllum*, avec des fougères des genres *Nevropteris*, *Sphenopteris*, *Alethopteris*, *Pecopteris*, *Callipteris*, *Eremopteris*. D'après ses affinités, cette flore paraît correspondre à la partie moyenne de l'étage permien. On a également rencontré à Lodève un reptile, *Aphelosaurus*.

Quelques gisements houillers s'observent dans les Pyrénées, notamment à la

(1) Roche, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 83.

Digitized by Google

descente de la Rhune ainsi qu'à Sare, près d'Ibantelli. La flore de la Rhune comprend *Pecopteris Nestleriana*, *Dictyopteris nevropteroides*, *Annularia longifolia*, *Calamites Cisti*, ce qui indique la partie supérieure de l'étage houiller (1). La roche encaissante est une grauwacke schisteuse noire, passant à des grauwackes grossières avec bancs de poudingue. Des bandes de lydienne noire y sont très fréquentes. Le tout repose sur un calcaire griotte à céphalopodes.

Le terrain houiller de la Rhune est recouvert par des grauwackes, des conglomérats et des schistes ou argilites rouges et jaunes, qui supportent des poudigues tout à fait analogues au grès vosgien et paraissent, par conséquent, devoir être attribués au permien(2).

Massif de l'Armorique et du Cotentin. 1° Sarthe et Mayenne. — De même que le Plateau Central et les Vosges, le massif de terrains anciens qui comprend la Vendée, l'Armorique et le Cotentin est bordé et parfois échancré par une ceinture de dépôts carbonifères ; mais cette ceinture est très discontinue et ne comprend que des bassins de médiocre importance. Ce sont, sur la lisière méridionale du massif, en Vendée, les bassins de Vouvant et de Chantonay, qui dessinent une dépression dans le plateau vendéen ; sur la lisière orientale, le bassin de la Basse-Loire, avec les gisements de Saint-Georges-Châtelaison et de Chalonnes, puis celui de la Mayenne et de la Sarthe, avec les exploitations des environs de Sablé, prolongées par celles de Saint-Pierre-la-Cour ; enfin, au nord, les bassins de Littry (Calvados) et de Plessis (Manche).

Ces divers gisements sont loin d'appartenir à la même époque ; ceux de Sarthe et Mayenne, qui forment, à proprement parler, une traînée entre l'Armorique et le Cotentin, font presque tous partie de l'étage anthracifère.

Aux environs de Sablé (Sarthe), le calcaire carbonifère affleure, offrant les fossiles de Visé, *Spirifer glaber*, *Euomphalus pentangulatus*, etc. La même chose a lieu à Changé (Mayenne), où les fossiles du calcaire sont *Phillipsia Derbiensis*, *Spirifer glaber*, *Productus Cora*, *P. punctatus* (3). Il convient en outre de noter que M. Œhlert a observé, en superposition apparente sur ce calcaire, des marbres griottes amygdalins, rouges et verts, que surmontent des schistes à végétaux. L'allure troublée de la stratification empêche de se prononcer d'une manière définitive sur l'âge de ces griottes ; mais il se pourrait que ce fût un faciès spécial de l'assise des ampélites anthracifères ou même de la base de l'étage houiller.

Les plus anciens des gisements d'anthracite de la région sont ceux de la Sarthe (Fercé, Maupertuis, Solesmes, Gomer). Ces gisements seraient, comme l'ont indiqué MM. de Verneuil et Triger, *inférieurs* au calcaire carbonifère de Sablé et de Juigné, puissant d'au moins 600^{m} (4), et reposeraient sur des calcaires dé-

(1) Bureau, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIII, p. 846.
(2) Soc. géol. de France, Réunion de Bayonne, *Bull.*, 2e *série*, XXVIII, p. 825. — Hébert, *Bull.*, 3e *série*, IX, p. 179.
(3) Œhlert, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 275.
(4) Dorlhac, *Bull. Soc. de l'industrie minérale*, 2e série, X, 1881.

Digitized by Google

voniens, séparés des ampélites siluriennes par des quartzites à *Homalonotus*. Deux couches d'anthracite se retrouvent encore au-dessus du calcaire.

Le gîte anthracifère de la Baconnière forme un bassin profondément encaissé au milieu du calcaire dévonien à *Athyris undata*. Il se compose de schistes avec couches peu épaisses d'anthracite et renferme *Cardiopteris polymorpha*, *Sphenopteris elegans*, *Lepidodendron lycopodioides*, c'est-à-dire la flore du Culm(1). Tel serait aussi l'âge du gisement de la Bazouge (où l'anthracite, en couches parfois puissantes de 15 à 20^{m}, est superposée au calcaire carbonifère) et de celui de Genest, où l'on remarque *Adianthoides antiquus* et *Sphenopteris elegans*.

On exploite à Montigné et à l'Huisserié, près de Laval, un gisement d'anthracite subordonné à des schistes noirs. D'après M. Dorlhac, ces schistes sont recouverts par les grès à *Orthis Monnieri*, dont les sépare un grès feldspathique analogue à la *pierre carrée* des dépôts anthracifères de la Basse-Loire. Admettant cette superposition comme régulière, M. Dorlhac en a conclu que l'anthracite de Montigné appartenait à la base du système dévonien. Mais en l'absence de toute empreinte végétale déterminable et devant l'état disloqué d'un terrain qui présente même des indices assez nets de renversement, il nous paraît au moins prudent de ne pas séparer le gisement de Montigné de ceux qui viennent d'être décrits.

Quant aux anthracites de Poillé, Asnières, Monfrou, Ballée et Epineux-le-Séguin, leur flore, composée de *Calamites dubius*, *Sphenopteris Hœninghausi*, avec trois espèces de *Lepidodendron* et trois de *Sigillaria*, paraît les rattacher à la base de l'étage houiller.

2° **Basse-Loire.** — Les gisements de la Basse-Loire appartiennent, comme ceux de la Mayenne, à l'étage anthracifère; mais le calcaire y fait défaut. A la Haye Longue, près Chalonnes et à Montjean, la formation débute par un poudingue à galets de quartz laiteux, de lydienne, de schiste micacé et de schiste verdâtre. Ce poudingue, qui passe souvent à des grès, est surmonté de grès schisteux noirs très micacés, à empreintes végétales qui sont celles du Culm. Ensuite viennent les couches d'anthracite, avec schistes argileux, grauwackes et grès siliceux très durs. Presque au contact des lits de combustible, au toit et au mur, on trouve constamment une roche dite *pierre carrée*, à cause de la forme rhomboïdale que prennent ses fragments quand on la casse. Cette roche, parfaitement homogène, d'un gris verdâtre clair, paraît être un tuf d'origine porphyrique et, de même que le porphyre brun des Vosges, elle contient parfois des empreintes végétales.

Entre Chalonnes et Rochefort, le système a de 1000 à 1500^{m} d'épaisseur et contient 25 couches d'anthracite, dont 8 seulement sont exploitables.

Vendée, Normandie. — C'est encore à la même catégorie qu'appartient le bassin de Saint-Laurs en Vendée. Quant à ceux de Faymoreau et de Chantonay, ils correspondraient à la base de l'étage houiller.

La houille de Littry (Calvados) et celle de Plessis (Manche) appartiennent à

(1) Zeiller in Dorlhac, *loc. cit.*

Digitized by Google

l'horizon le plus élevé de la série houillère; par-dessus vient un grès rouge, concordant avec un calcaire magnésien qui contient *Palæoniscus* et *Amblypterus*.

On trouve le calcaire carbonifère en divers points de la Normandie, notamment à Régneville, près de Montmartin-sur-Mer, où il renferme *Productus giganteus*, *Chonetes papilionacea* et de nombreuses encrines. C'est au même étage que devraient être attribués les calcaires de Bahais et de la Meauffe, près Saint-Lô, antérieurement rapportés au cambrien (1).

Var. — Il existe dans le Var, appuyé contre l'îlot primitif des Maures, un bassin permo-carbonifère, celui du Beyran, où des schistes avec veines de houille, renfermant des *Cordaites* et contemporains de l'assise de Rive-de-Gier, sont recouverts par un conglomérat porphyrique et des schistes à *Walchia* et à *Callipteris*, que couronnent des schistes rouges avec dolomies. Au-dessus de cette série, synchronique de celle de l'Autunois, viennent des poudingues et des grès avec mélaphyres (2). Des fragments porphyriques se rencontrent à toutes les hauteurs dans le permien du Var et permettent de le distinguer du trias, même lorsque les deux terrains sont en concordance.

§ 6

TYPES EUROPÉENS DIVERS DU SYSTÈME

Alpes occidentales. — On observe, dans une grande partie de la région des Alpes, entre les schistes anciens et les calcaires triasiques, un système de grès rouges, de schistes sableux et argileux, parfois cristallins, rouges et verts, enfin de conglomérats plus ou moins grossiers. Cet ensemble a reçu le nom de *Verrucano*. Des grès anthracifères, avec flore houillère, lui sont subordonnés. Il est probable que le verrucano correspond au système permo-carbonifère, ou tout au moins à ses étages supérieurs, houiller et permien.

Au premier de ces deux étages appartiennent presque tous les gisements anthracifères de la Suisse et de la Savoie (Vernayaz, Servoz, Petit-Cœur en Tarentaise, etc.) La flore des gisements de Suisse, étudiée par M. Heer (3), comprend 64 espèces, qui indiquent la partie supérieure de l'étage houiller, celle où prédominent les fougères, tandis que les végétaux des anthracites de la Savoie correspondent au début de la troisième phase. Dans le massif du Mont Blanc, les grès à anthracites sont accompagnés de poudingues, connus sous le nom de *poudingues de Valorsine*.

La détermination du terrain houiller dans les Alpes a soulevé, parmi les géologues, de longues discussions. En 1828, Elie de Beaumont découvrit à Petit-Cœur, en Tarentaise, un gisement où des grès renfermant des végétaux houillers paraissaient régulièrement intercalés entre deux assises de schistes jurassiques

(1) De Tromelin, *Assoc. française*, session du Havre, 1877, p. 500.
(2) *Soc. géol. de France*. Réunion de Nice et Fréjus, 1877. *Bull.*, 3e *série*, V, p. 754.
(3) *Flora fossilis Helvetiæ*, 1876.

Digitized by Google

à bélemmites. Il supposa que la succession des couches était régulière et dès lors il lui parut nécessaire d'admettre que la flore carbonifère avait persisté, dans la région des Alpes, jusqu'au milieu de la période jurassique. Cette conclusion, qui mettait en échec les lois de la paléontologie, rencontra de nombreux adversaires; les travaux de MM. Alph. Favre, Lory, Pillet et Vallet démontrèrent que, dans la Tarentaise, il y avait contournement complet des assises et que, de plus, le trias et l'infra-lias séparaient le système houiller du terrain à bélemnites. Des preuves non moins décisives furent fournies en 1860 et 1861 par l'étude de la Maurienne et il est désormais acquis que si l'état de dislocation du terrain a singulièrement compliqué la stratigraphie de cette région, du moins la succession des faunes et des flores y est la même que partout ailleurs (1).

Alpes septentrionales et orientales. — On a donné le nom de grauwacke alpine septentrionale à un ensemble de grès, de conglomérats et de calcaires qui, dans les Alpes du nord, sépare les schistes cristallins de la chaîne centrale des calcaires secondaires et occupe par conséquent la position du verrucano. Dans le voisinage du Semmering, M. Toula (2) a recueilli récemment, au milieu de ce système, *Calamites Suckowi*, *Lepidodendron Gœpperti*, *Sigillaria*, *Nevropteris gigantea*, c'est-à-dire une flore houillère bien caractérisée.

Dans les Alpes orientales, on peut, selon M. de Mojsisovics (3), reconnaître la série suivante, en descendant, dans l'étage permien.

3. Calcaire à *Bellerophon*, en relation à la partie inférieure avec des gypses et des cargneules.
2. Grès de Gröden, avec plantes permiennes de Fünfkirchen, *Ullmannia Bronni*, *Voltzia ungarica*, *Baiera digitata*.
1. Porphyre quartzifère et *Verrucano*, renfermant, dans le Val Trompia, *Walchia piniformis* et autres plantes du *Rothliegendes*.

Le calcaire à *Bellerophon* renferme une faune mixte, que ses affinités rattachent à la fois au groupe primaire et au groupe secondaire (4). M. Stache (5) y a signalé un genre voisin des fusulines et cette assise est considérée par lui comme un type alpin du permien supérieur, appartenant à une province marine très différente de celle où se formait le zechstein allemand. La flore du grès de Gröden offre à Recoaro, à Neumarkt, à Botzen et à Trente, les genres *Calamites*, *Callipteris*, *Voltzia*, *Ullmannia*, *Carpolithus*.

Bassin de la Ruhr. — Le bassin houiller de la Westphalie n'est que le prolongement oriental du bassin franco-belge, dont il partage la composition générale, mais avec une régularité d'allure beaucoup plus grande. En même temps le calcaire carbonifère n'a plus autant d'importance et l'on voit apparaître, surtout à sa partie supérieure, des couches arénacées qui se développent de plus en plus quand on s'avance vers l'est. Les grès dépourvus de houille immédia-

(1) Voir *Bull. de la Soc. géol. de France*, Réunion de 1861 en Maurienne et *id.*, 2e *série*, XXII, p. 59, note de M. Alph. Favre.
(2) *Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt*, n° 14, 1877, p. 240.
(3) *Die Dolomitriffe Südtirols*, 1879.
(4) Gümbel, *Sitzungsberichte d. bayr. Akad.*, 1879.
(5) *Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt*, 1878, p. 104.

Digitized by Google

tement inférieurs aux faisceaux exploitables constituent le *flötzleerer Sandstein*, considéré comme l'équivalent du *millstone grit*.

La formation houillère productive, qui vient ensuite, a 2400^{m} de puissance dans la Ruhr et renferme 132 couches de houille, dont 74 sont exploitables et représentent une épaisseur de charbon de 74^{m}. La régularité de ce terrain, qui offre pour l'exploitation des facilités exceptionnelles, contraste avec l'état de dislocation du bassin franco-belge.

Des couches à fossiles marins, *Goniatites crenistria*, *G. Listeri*, etc., s'y observent à diverses hauteurs. On remarque aussi plusieurs niveaux de mollusques d'eau douce. De ce nombre sont l'assise à minerai de fer de Mühlheim à *Anodonta minima*, la couche de l'étage houiller inférieur à *Cyrena rostrata*, celle de l'étage houiller moyen à *Unio securiformis*, *Dreissensia Feldmanni*, enfin celle de l'étage supérieur avec *Anodonta procera*.

De même qu'en France et en Belgique, l'étage houiller dans la Ruhr est en grande partie recouvert par le terrain crétacé : seules les assises inférieures affleurent au jour et c'est ainsi que les charbons gras et les houilles à gaz qui, comme à Mons et dans le Pas-de-Calais, occupent le sommet de la série, n'ont été découverts que le jour où, par des puits percés à travers la craie, on a cherché à atteindre les charbons maigres qu'on voyait s'enfoncer sous les morts-terrains.

L'étage houiller de la Westphalie appartient tout entier à la deuxième phase de végétation. Les couches de Dortmund représentent la première zone, celles de Bochum la seconde et celles d'Essen la troisième. C'est sur le même horizon que doit être rangé le bassin d'Eschweiler, qui réunit la formation houillère westphalienne au bassin franco-belge.

Nassau, Hartz, Saxe. — Dans la partie orientale de la Westphalie, le calcaire carbonifère finit par disparaître et l'on voit naître à sa place, dans le Nassau et le Hartz, une formation composée de schistes argileux, de schistes siliceux, de plaquettes calcaréo-siliceuses, de grès, de grauwackes et de conglomérats. Les polypiers et les crinoïdes y font défaut et les brachiopodes sont très rares. En revanche, les posidonies (*Posidonia Becheri*) abondent au point d'avoir souvent fait désigner cet ensemble sous le nom de *schistes à posidonies*. Mais sa désignation la plus habituelle est celle de *Culm*, appliquée à des grès, à des grauwackes et à des schistes que caractérise une flore appartenant à la première phase de végétation, celle où dominent les *Bornia radiata*, *Lepidodendron Veltheimianum*, etc.

Dans la Hesse électorale on peut diviser le Culm en trois assises : à la base, les *schistes du Culm*, débutant par des schistes siliceux avec *Cyathophyllum* et tiges de crinoïdes ; au milieu, les *grès du Culm*, avec une intercalation de schistes argileux à sphérosidérite et, au sommet, la *grauwacke du Culm*, riche en plantes fossiles (*Knorria*, *Lepidodendron*, etc.)

Le Culm, qui représente, tantôt l'assise des ampélites de Chokier, tantôt le calcaire carbonifère proprement dit, se poursuit en Saxe où, par exception, comme

Digitized by Google

à Ebersdorf et Hainichen, il renferme des lits de houille exploitable. Dans cette région, il est surtout représenté par des conglomérats et des grès, quelquefois colorés en rouge. Par-dessus viennent en divers points, comme à Zwickau, des gîtes houillers qui représentent, les uns la deuxième, les autres la troisième phase de végétation ; la plupart sont masqués par le grès rouge permien.

Bohême. — Il existe en Bohême et en Saxe, notamment à Pilsen, Nürschan, Kladno, Rakonitz et Weissig, des bassins houillers intéressants parce qu'ils établissent le passage progressif de l'étage houiller à l'étage permien.

C'est ainsi que, selon M. Feistmantel (1), la houille de Rakonitz, où dominent, dans les assises encaissantes, les animaux permiens, recouvre la série de Nürschan, où l'on remarquerait l'association d'une faune permienne avec une riche flore carbonifère et cette série, à son tour, couronne des couches dont l'attribution au terrain houiller n'est pas douteuse.

Sur 33 plantes recueillies dans les schistes bitumineux de Weissig, 10 appartiendraient à l'étage houiller et 23 à la flore du grès rouge (2).

L'intime association du carbonifère et du permien ressort du tableau suivant qui, d'après M. Feistmantel, résume les faits observés dans les bassins de Pilsen et de Kladno-Rakonitz.

Permien.	Grès rouges, avec *Araucarites* et flore permienne.
	Sphérosidérite, ne contenant que des animaux permiens (Ledec et Zilow).
Couches de passage.	Couches avec flore carbonifère pauvre, près de Rakonitz.
	Houille à gaz (*Schwarte*) de Rakonitz, avec animaux permiens.
	Couche de houille.
	Couches avec flore carbonifère très abondante.
	Couche de houille.
	Houille à gaz de Nürschan, avec faune permienne et riche flore carbonifère.
Houiller.	Schistes et sphérosidérites avec flore carbonifère seule.
	Couche de houille.
	Schistes à flore carbonifère.
	Couche de houille.

Le permien du Riesengebirge est remarquable par l'absence ou la rareté du calcaire. On y reconnaît (3) :

3. Assise supérieure.— Schistes argileux rouges, avec schistes bitumineux à poissons, *Araucarites* et *Volkmannia*.
2. Assise moyenne. — Grès et schistes, arkoses à *Araucarites* et *Psaronius*.
1. Assise inférieure. *b*. Grès et schistes verdâtres, avec schistes bitumineux à *Xenacanthus*, *Palæoniscus*, *Annularia*, *Nevropteris* et traces de pas.
a. Conglomérats et mélaphyres.

Permien de la Saxe : 1° Grès rouge. — C'est dans le Mansfeld que l'étage permien est le plus régulièrement développé. Il y présente une double division qui lui a fait donner, par MM. Marcou et Geinitz, le nom de *dyas*, rappelant la superposition d'un étage marin, le *zechstein*, à un étage d'eau douce, le *grès rouge*.

Le *grès rouge* (*Rothliegendes* ou *das rothe todte liegende*), ainsi nommé parce qu'il constitue le mur stérile de l'assise des schistes bitumineux cuivreux,

(1) *Geol. magazine*, 1877, p. 105.
(2) Eug. Geinitz, *Neues Jahrbuch*, 1875.
(3) Jokely, *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt*, XII, p. 381.

Digitized by Google

est l'élément le plus caractéristique du permien, dont il occupe la base. C'est une succession de conglomérats, de grès et de schistes argileux, dont l'épaisseur est de 500^{m} en moyenne, mais atteint 2000^{m} en Bavière.

Les conglomérats, à ciment siliceux ou argileux, rarement calcaire, contiennent quelquefois, dans la partie supérieure de l'assise, des galets de porphyre et de mélaphyre. Les grès sont à fragments anguleux. Leur couleur dominante est le rouge ou le brun rouge et telle est aussi la teinte des *argilites* ou *argilolithes*, très fréquentes dans cette formation, à laquelle des lentilles de calcaire dolomitique sont parfois subordonnées. Dans le Mansfeld comme dans la Hesse et la Thuringe, les couches supérieures du grès rouge sont décolorées et prennent les noms de *Weissliegendes* ou *Grauliegendes*.

En Saxe, la liaison du grès rouge avec le terrain houiller sous-jacent se fait par des schistes bitumineux (*Brandschiefer*) à poissons (*Xenacanthus Decheni*).

2° **Zechstein.** — Voici la composition du sous-étage du *zechstein* dans la région typique du Mansfeld :

Assise supérieure.	Gypse et argile rouge. Glaises brunes et bleues, avec lentilles de dolomie et de calcaire.
Assise moyenne.	Dolomie, calcaire fétide (*Stinkstein*), cargneule (*Rauchwacke*), schistes fétides à *Schizodus obscurus*, *Mytilus Hausmanni*. Anhydrite, gypse et sel gemme. Cargneule et cendre (1 à 20^{m}), à *Mytilus Hausmanni*, *Gervillia ceratophaga*, *Schizodus obscurus*.
Assise inférieure.	Zechstein proprement dit (5 à 10^{m}, rarement 30^{m}). Schiste bitumineux cuivreux (0^{m},60). Conglomérat (1 à 2^{m}), avec grès calcaire et argile schisteuse.

Le schiste cuivreux, malgré sa faible épaisseur, offre une constance remarquable. Le minerai, sous la forme de chalcopyrite, phillipsite, chalcosine, cuivre natif avec argent, est surtout concentré dans les 10 centimètres voisins de la base. Le schiste abonde en poissons, *Palæoniscus*, *Platysomus*, etc. On y trouve aussi le genre *Ullmannia*.

Le *Zechstein* est le véritable horizon fossilifère du sous-étage. C'est un calcaire argileux, nettement et finement stratifié, contenant, notamment à Gera, *Productus horridus*, *Spirifer undulatus*, *Camarophoria Schlotheimi*, *Strophalosia Goldfussi*, *Terebratula elongata*, *Schizodus obscurus*, *Gervillia ceratophaga*, *Avicula speluncaria*, *Pecten pusillus*, *Fenestella retiformis*.

La *Cendre* est une dolomie meuble, ordinairement bitumineuse, et la *Cargneule* est une dolomie caverneuse, rude au toucher, à aspect scoriacé, à grain cristallin. Le gypse est très inégalement réparti ; il est dissous par places et, dans la profondeur, il passe souvent à l'anhydrite.

C'est dans l'assise supérieure du zechstein que se trouve le célèbre gisement salifère de Stassfurt. Au-dessous d'une nappe de gypse et séparés d'elle par 27^{m} d'argile salifère, apparaissent environ 170^{m} de sel gemme mélangé de sulfates et de chlorures, formant trois zones successives ; dans la plus élevée domine la *Carnallite* ou chlorure de potassium, tandis que la *Kieserite* (sulfate de magnésie),

Digitized by Google

abonde dans la zone moyenne et que, dans la zone inférieure, on rencontre surtout la *Polyhalite* (sulfate de chaux, de magnésie et de potasse), avec du chlorure de magnésium. Cette dernière zone repose sur un massif de sel gemme divisé par des bancs d'anhydrite ayant de $0^m,08$ à $0^m,16$ et déjà connu sur une épaisseur de plus de 200^m. On pense, du reste, que c'est cette même assise de sel qui, rencontrée près de Berlin, par le sondage de Sperenberg, à environ 90^m de profondeur, a été suivie sans interruption jusqu'à plus de 1200^m. De pareilles épaisseurs rendent bien difficilement admissible l'hypothèse qui fait dériver le gisement salifère de Stassfurt de l'évaporation d'un ancien bassin maritime. Il semble plus probable qu'il convient de lui attribuer une origine interne.

On a fait la remarque que la faune marine du zechstein est généralement très pauvre et que les espèces y sont comme atrophiées. On en peut conclure qu'à l'époque de la formation de cette assise, la composition des mers, au moins au voisinage des côtes, devait être peu favorable au développement de la vie.

Les végétaux des assises du zechstein et des schistes bitumineux cuivreux sont : *Baiera digitata*, *Ullmannia Geinitzi*, *Carpolithus Klockei*, etc. Cette même flore se retrouve à Fünfkirchen en Hongrie (1).

Moravie, Silésie, Balkans. — Non seulement le Culm se poursuit au delà de la Saxe, mais c'est en Moravie et en Silésie que cette formation, qui n'est qu'un facies littoral de l'étage anthracifère, acquiert sa plus grande épaisseur. M. Stur (2) ne lui donne pas, dans ces régions, moins de $14\,000^m$ et il y distingue :

3. Schiste laminé à grain fin, avec végétaux.	4500m
2. Grès, schistes finement feuilletés et conglomérats, avec *Phillipsia latispinosa*, *Goniatites sphæricus*, *Orthoceras scalare*, *Posidonia Becheri*; couches terrestres à *Sphenopteris*, *Stigmaria*, *Lepidodendron*.	3500 à 4500m
1. Grès, schistes et conglomérats. *Goniatites prior*, *Posidonia Becheri*, *Lepidodendron Veltheimianum*.	6000 à 7000m

Ce qui est intéressant, c'est que, dans la Basse-Silésie, on constate l'intercalation, dans le *Culm* à *Posidonia Becheri*, *Goniatites sphæricus*, *Bornia radiata*, d'assises calcaires avec *Productus giganteus*, de sorte que l'équivalence du calcaire carbonifère et du Culm, considéré en grand, ne saurait être contestée.

L'étage houiller silésien, très peu disloqué, contient 104 couches de houille, formant ensemble 154^m de charbon. Une seule de ces couches, le *Xaveri-Flötz*, atteint 16^m. A la base de l'étage, dans un lit schisteux à sphérosidérite, on a trouvé *Orthoceras undulatum*, *Bellerophon Urii*, *Productus longispinus*, c'est-à-dire la faune des ampélites de Chokier. La deuxième phase de végétation est, d'ailleurs, seule représentée en Silésie. Dans la partie haute de cette région, la flore correspond à celle des *lower coal measures* d'Angleterre, tandis que celle de la Basse-Silésie équivaut, au moins en partie, à la flore du *millstone grit*.

Le facies du Culm se retrouve encore dans les Balkans, où des grès, alternant avec des schistes argileux, ont fourni, dans la vallée de l'Isker, *Bornia radiata*,

(1) Heer, *Neues Jahrbuch*, 1877, p. 438.
(2) *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt*, VIII, 1875.

Digitized by Google

Lepidodendron Veltheimianum, etc. (1). Par-dessus viennent des grès rouges contenant la flore permienne, notamment le genre *Walchia*.

Ainsi, tout le long de ce qu'on peut appeler l'axe de l'Europe centrale, l'époque anthracifère a vu se déposer, au pied d'un rivage soumis sans doute à de fréquents affaissements, une succession de sédiments arénacés. L'énorme épaisseur de ces dépôts contraste avec celle du calcaire carbonifère, formé au même moment, dans des eaux plus tranquilles, par l'activité prépondérante des organismes.

Russie. Étages anthracifère et houiller. — Un intérêt tout spécial s'attache à l'étude du système permo-carbonifère de la Russie. D'une part, dans cette région, l'étage houiller paraît surtout représenté par des sédiments marins, qui se lient de la manière la plus intime aux couches permiennes; d'autre part, à l'exception du bassin du Donetz, presque tous les gisements de houille exploitables de la Russie appartiennent à l'étage anthracifère.

La concordance des bassins peut s'établir de la manière suivante :

	BASSIN DE MOSCOU	BASSIN DU DONETZ	BASSIN DE L'OURAL
Couches de passage.	Calcaires d'Ouste-Nem.		Étage d'Artinsk et calcaires de Timan.
Étage houiller.	Calcaires blancs ou jaunâtres (au moins 500m), avec fusulines, (*F. cylindrica*, *F. prisca*) et *Spirifer Mosquensis*, *Productus Cora*, *P. undatus*, *P. longispinus*, etc.	Calcaires à fusulines, avec argiles et psammites, contenant de rares couches de houille.	Calcaires blancs ou grisâtres, à fusulines (700 ou 800m); *Fusulina cylindrica*, *Productus Cora*, *P. longispinus*.
		Argiles schisteuses et nombreuses couches de houille. *Spirifer Mosquensis*, *Bellerophon Urii*, *Goniatites Listeri*.	Grès, marnes et conglomérats, avec couche d'une houille anthraciteuse (650m), *P. semireticulatus*, *Lepidodendron obovatum*.
Étage anthracifère.	Calcaires jaunes ou grisâtres, avec rognons de silex, à *Productus giganteus*.	Psammites et argiles schisteuses, avec houille anthraciteuse, calcaires à *Spirifer Mosquensis*.	Calcaires bruns ou gris, avec silex, à *Spirifer Mosquensis* et *Productus giganteus* (330m).
		Calcaire à *Productus giganteus*.	Calcaires gris foncé ou noirs, avec silex fétides, à *Productus giganteus* (1500m).
	Grès et sables quartzeux (40 ou 50m), avec argile schisteuse, couches de houille et calcaire à *Prod. giganteus*.	Grès, schistes et conglomérats.	A la base, argile schisteuse et grès, avec couches de houille; *Productus giganteus*, *Chonetes papilionacea*.

(1) Toula, *Verhandl. d. k. k. Akad. d. Wissenschaften*, Vienne, 14 mars 1878.

Digitized by Google

On peut, selon M. de Mœller (1), distinguer en Russie trois bassins : celui de Moscou, celui du Donetz et celui de l'Oural. Le premier, qui est le plus vaste, commence dans la partie méridionale du gouvernement de Nijni-Novogorod et se prolonge sur les gouvernements de Riazan, Toula, Moscou, Olonetz et Arkhangel.

La flore de la zone houillère productive du bassin de Moscou est celle de la grauwacke du Culm. Tous ces dépôts ont pour base les couches de Malovka, à *Chonetes nana*, *Camarophoria rhomboidea*, *Atrypa reticularis*, renfermant une association de formes carbonifères et de formes dévoniennes, avec prépondérance de ces dernières.

Le calcaire à fusulines, qui, partout, supporte directement les couches de passage au permien paraît être, en Russie, le facies marin normal de l'étage houiller; plusieurs espèces de brachiopodes de l'étage anthracifère s'y maintiennent et parviennent ainsi jusqu'au voisinage immédiat de l'étage permien.

Permien russe. — L'étage permien de la Russie est remarquable par la présence, à diverses hauteurs, de couches marines dont les fossiles sont ceux du zechstein allemand.

L'assise inférieure, qui correspond au *rothliegendes*, est formée de grès rouges, bruns et gris avec marnes, puis de conglomérats et de calcaires à *Strophalosia horrescens* et *Productus Cancrini*. Les végétaux de cette assise sont : *Calamites gigas*, *Caulopteris*, *Tubicaulis*, etc. A la partie supérieure, les minerais de cuivre imprègnent le grès et le sable en telle proportion qu'il en résulte un véritable *grès cuivreux*. Ces minerais, surtout à l'état de carbonates, apparaissent soi comme ciment du grès, soit disséminés dans sa masse, soit concentrés en nids ou sur des plantes fossiles qui sont celles du grès rouge moyen.

L'assise supérieure est formée d'argiles, de calcaires, de marnes, de gypse et de sel gemme, avec intercalations de grès à *Nevropteris*, *Pecopteris*, *Odontopteris*. Les couches marines renferment *Productus Cancrini*, *P. horridus*, *Camarophoria Schlotheimi*.

Ainsi l'étage permien, où la flore présente, comme nous l'avons vu, des variat ions assez tranchées de la base au sommet, semble ne comporter qu'une seule faune marine, la faune à *Prod. Cancrini*.

Quant aux calcaires de la Wytschegda, dans le nord de la Russie, ils ont des caractères si indécis qu'on ne saurait dire s'ils appartiennent au permien ou au carbonifère. A Ouste-Nem et à Timan (2), ils renferment, avec *Orthotetes crenistria*, *Productus tuberculatus* et autres formes carbonifères, les formes permiennes *Chaetetes crassus*, *Aviculopecten Kokcharofi*, etc. Dans l'Oural méridional, le même passage du permien au carbonifère s'effectue par l'étage d'Artinsk, offrant, au milieu de psammites, de poudingues calcarifères, de marnes et d'argiles schisteuses, *Fusulina Verneuili*, *Kirkbya permiana*, *Productus Cancrini*, *Spirifer lineatus*, etc.

(1) *Congrès international de Géologie*, 1878.
(2) De Mœller, *Congrès international de Géologie*, 1878.

Digitized by Google

La même chose a lieu en Arménie, où l'on observe, à Djoulfa, des calcaires présentant l'association de *Productus horridus* et *Strophalosia horrescens* avec *Athyris subtilita*, *Spirifer lineatus* et *Orthoceras annulatum* (1).

Alpes méridionales. — Ce que nous venons de constater en Russie, c'est-à-dire l'existence d'une formation marine équivalente à l'étage houiller, se retrouve en de nombreux points du versant méridional des Alpes.

Ainsi en Carinthie, notamment aux environs de Pontafel, on constate que les schistes micacés noirâtres à *Productus giganteus*, *P. semireticulatus*, *Bellerophon Urii*, *Littorina obscura*, qui surmontent des conglomérats quartzeux analogues à ceux du Culm, sont couronnés par un calcaire à fusulines (2). Ce calcaire lui-même forme deux horizons (3), l'inférieur, noir, caractérisé par *Fusulina robusta*, *F. carinthiaca;* le supérieur, où apparaît, avec des fusulines allongées, *Orthoceras cribrosum*, fossile caractéristique du permien du Nebraska. D'autres fossiles permiens, *Pecten Hawni* et *Chonetes glabra*, s'observent près de Kappel entre les grès à *Fusulina Suessi* et les couches à *Fusulina globosa*.

M. Stache a montré que l'extension des couches à fusulines était considérable dans la Carniole et les Alpes méridionales, où elles constituent divers horizons du carbonifère supérieur. Elles représenteraient ainsi, comme en Russie, un *facies marin* de l'étage houiller, contemporain du facies d'eau douce qui, dans des latitudes un peu plus élevées, est caractérisé par le développement de la flore houillère. Du reste, il existe, dans la vallée de la Gail, des affleurements de schistes sableux où l'on peut voir, sur le même fragment de roche, des fusulines et des fougères de l'étage houiller supérieur (4).

Espagne. — Dans le nord-ouest de l'Espagne, le carbonifère offre, d'après M. Barrois, les divisions suivantes (5).

3. Assise de Tineo (flore houillère supérieure).
4. — de Sama, à flore houillère inférieure, avec les schistes à *Bellerophon* de Santo-Firme comme équivalent marin.
3. — de Leña, contenant la flore du Culm; équivalent marin : lumachelles à *Aulacorhynchus* et calcaires à fusulinelles.
2. — des Cañons ou calcaire à Poteriocrinus.
1. — du marbre griotte à Goniatites.

L'assise n° 1 est celle dont nous avons déjà parlé à propos du dévonien des Pyrénées françaises.

Dans la province de Ciudad-Real, à Puertollano, il existe un bassin houiller, déposé en couches très peu inclinées dans une dépression du système silurien. Les végétaux de ce bassin, *Calamites Suckowi*, *Walchia piniformis*, *Pecopteris dentata*, *Sphenophyllum fimbriatum*, indiquent la partie tout à fait supérieure de l'étage houiller (6).

(1) De Mœller, *Neues Jahrb.*, 1879, p. 225.
(2) Tietze, *Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt*, 1872, p. 142.
(3) Stache, *Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt*, p. 283, 1876, 19 déc.
(4) Stache in *Neues Jahrb.*, 1875, p. 99.
(5) Communication directe de l'auteur.
(6) De Reydellet, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 160.

Digitized by Google

§ 7

TYPES ÉTRANGERS DIVERS DU SYSTÈME

Afrique, Asie, Océanie. — Le système permo-carbonifère paraît exister en Nubie, sous la forme de grès rouges avec *Dadoxylon ægyptiacum*. C'est au même étage que se rapportent sans doute les grès rouges de Pétra en Palestine et ceux du Sinaï, où l'on trouve *Lepidodendron Mosaïcum* et des Sigillaires, en même temps qu'un calcaire, intercalé dans ces grès, a fourni *Orthis Michelini* (1). Une sigillaire a été trouvée par Overweg dans l'Amsak, au centre du Sahara.

Il convient de remarquer qu'on a souvent confondu, sous le nom de *grès de Nubie*, un ensemble très complexe de grès rouges dont quelques-uns sont jurassiques et d'autres crétacés.

C'est au permien qu'on rapporte la partie inférieure des grès dits de *Karoo*, dans la colonie du Cap, remarquables par les reptiles thériodontes dont ils renferment les ossements. Ces grès, mélangés d'argiles schisteuses et contenant, à leur partie supérieure, quelques couches de houille exploitable (2), ont plus de 1500 mètres d'épaisseur. On y a trouvé les genres *Palæoniscus*, *Amblypterus*, *Estheria*, avec de nombreux reptiles, dinosauriens, thériodontes, anomodontes et labyrinthodontes, qui laissent supposer que le trias trouve également, avec le permien, sa représentation dans les grès de Karoo.

Dans l'Inde, à Jali, près de Shabpoor, on a trouvé *Productus longispinus* et *Athyris subtilita* associés avec des formes permiennes, comme *Strophalosia Morrisi* (3).

Le système carbonifère existe en Chine, où l'on recueille des *Productus*. Des calcaires à fusulines s'observent au Japon et surtout à Padang, dans l'île de Sumatra (4), où l'on rencontre *Fusulina princeps* avec *Productus semireticulatus*, *Phillipsia*, etc. Les mêmes formes globuleuses de fusulines ont été observées dans un calcaire siliceux grisâtre de l'île de Bornéo (5).

Amérique du Nord. — Le système permo-carbonifère des États-Unis comporte trois grandes divisions : à la base, le *subcarbonifère*, équivalent de l'étage anthracifère d'Europe ; au milieu, le terrain houiller productif (*coal measures*) et, au sommet, l'étage permien. Les conditions dans lesquelles se présente cet ensemble sont du reste très différentes suivant les régions où on l'observe. On peut distinguer (6) :

1° Le bassin de la Nouvelle-Écosse et du Nouveau-Brunswick.

2° Le bassin des Apalaches, longeant le pied occidental de la chaîne et s'étendant surtout en Pensylvanie, dans la Virginie, le Tennessee et l'Alabama.

(1) Tate, *Quart. Journ. of the geol. Soc. of London*, XXVII, p. 404. — Pomel, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 524.
(2) R. Jones, *Geol. assoc.*, IV, n° 8.
(3) Waagen, *Geol. Magazine*, X, p. 30.
(4) Verbeek, *Neues Jahrbuch*, 1876, p. 415. — Brady, *Geol. Magazine*, 1875, p. 557.
(5) Stache, *Geol. Magazine*, 1877, p. 166.
(6) Dana, *Manual of Geology*, 1875, p. 291.

Digitized by Google

3° Le grand bassin intérieur de la vallée du Mississipi, dans l'Illinois, l'Indiana et le Kentucky, avec un prolongement occidental qui occupe une surface considérable dans le Missouri, l'Iowa, l'Arkansas, le Texas et le Nebraska.

Il est très intéressant de suivre les transformations qu'éprouve la constitution du système lorsque, partant du premier de ces trois bassins, on se dirige constamment vers l'ouest, c'est-à-dire vers le massif des Montagnes-Rocheuses.

Bassin de la Nouvelle-Écosse. — La série houillère et anthracifère de la Nouvelle-Ecosse et du Nouveau Brunswick comprend (1) :

Étage houiller.	5. Étage houiller supérieur (1000m), grès et schistes souvent rouges. 4. Étage houiller moyen (1200m) ou *coal measures*, sans calcaire. 3. Grès et schistes souvent rouges (*Millstone grit*), de 1500 à 1800m, avec conglomérats à *Dadoxylon Acadianum*.
Étage anthracifère.	2. Calcaire de Windsor, à *Productus Cora*, *P. semireticulatus*, *Athyris subtilita* et couches de gypse. 1. Série de Horton. Grès rouges, conglomérats, argiles rouges et vertes, avec *Cyclopteris acadica*, *Lepidodendron corrugatum*, *Stigmaria ficoides*, etc ; quelques minces couches de houille ; poissons et entomostracés.

La composition générale de cette série est très analogue à celle du système carbonifère de l'Europe septentrionale et certaines espèces franchement européennes, telles que *Spirifer glaber* et *Productus Martini*, contribuent encore à relier le bassin de la Nouvelle-Écosse avec celui de l'Angleterre plutôt qu'avec les bassins houillers des États-Unis.

Le permien de la même région offre aussi un faciès européen. Ainsi, d'après M. Dawson (2), dans la Nouvelle-Écosse et l'île du Prince-Édouard, le terrain houiller supérieur prend, vers le haut, une teinte de plus en plus rouge et se termine par un vrai grès rouge, concordant avec le trias. Ce grès contient *Calamites gigas*, *C. Suckowi*, *Walchia gracilis*, *W. robusta*, *Pecopteris arborescens*, *Cordaites simplex*.

Contre ce grès s'appuient des calcaires dolomitiques dans lesquels on a trouvé des fossiles du zechstein supérieur, *Schizodus Schlotheimi*, *Aucella Hausmanni*, etc.

Bassin des Apalaches. — En Pensylvanie, le subcarbonifère est presque exclusivement arénacé. On y distingue un groupe inférieur, puissant de 600m, de conglomérats et de grès ; c'est la série *Vespertine* de Rogers. Dans l'État de New-York, les grès abondent en traces de vagues et en stratifications obliques, indices d'une formation littorale. On y trouve des végétaux d'affinités dévoniennes, tels que *Cyclopteris obtusa*.

Le groupe supérieur, dont la puissance peut s'élever à 900m, est formé de schistes argileux rougeâtres, avec des grès et quelques couches minces de calcaire impur. Les schistes ont conservé l'empreinte des vagues et celle des gouttes de pluie. C'est dans cette assise (série *Umbrale* de Rogers) qu'ont été observées les premières traces de reptiles labyrinthodontes.

Dans l'État d'Ohio, le subcarbonifère est réprésenté par le *grès de Waverly*, qui

(1) Dawson, *Geol. Survey of Canada*, Montréal, 1873.
(2) *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 1872, p. 439 ; 1874, p. 979.

Digitized by Google

paraît former une véritable assise de passage entre le carbonifère et le dévonien; car, d'après M. Hicks (1), on devrait y distinguer les schistes d'Erié, dont la faune est celle de Chemung, c'est-à-dire dévonienne, et la série de Bedford, Cleveland et Cuyahoga, nettement carbonifère par ses fossiles.

Quant à l'étage houiller proprement dit, on y remarque sept couches calcaires intercalées, dont deux avec fossiles marins. Les couches de houille de la partie inférieure abondent en *Lepidodendron* et *Sigillaria*, tandis que, dans celles du haut, il y a surtout des fougères, sans aucun *Lepidodendron*. C'est parmi ces dernières que doit être rangée la célèbre couche de Pittsburg, qui s'étend, avec une régularité remarquable et une puissance toujours comprise entre 1 et 3 mètres, sur un territoire qui n'a pas moins de 365 kilomètres sur 160. L'affleurement de la couche suit pendant très longtemps le cours de la rivière Monongahela, d'où résultent pour l'exploitation des facilités particulières.

MM. White et Fontaine ont prouvé (2) l'existence, dans la région des Apalaches, d'un étage permien qui commence à une centaine de mètres au-dessus de la couche de Pittsburg et qui, jusqu'alors, avait été considéré comme du terrain houiller stérile (*upper barren coal measures*). Cet étage, qui a subi de grandes dénudations et qui n'a plus gardé que 200^{m} de puissance, débute par un conglomérat et finit par une assise épaisse de marnes rouges: plusieurs petites veines de houille y sont intercalées, ainsi que des bancs calcaires assez puissants. Aucune ligne de démarcation ne sépare cet ensemble de l'étage houiller, avec lequel il n'a cependant pas de mollusques communs. Les plantes fossiles y sont au nombre de 107 espèces, dont 16 sont connues dans le permien d'Europe, comme *Callipteris conferta* et *Alethopteris gigas*. Le genre *Pecopteris* est représenté par de très nombreuses espèces et il y a aussi beaucoup de *Sphenophyllum* et d'*Annularia*. Les *Walchia* font défaut: en revanche, on trouve des *Baiera* et *Tæniopteris*.

Bassin de l'Illinois. — Le subcarbonifère de l'Illinois, puissant de 400 à 500^{m}, comprend 5 étages :

5. Calcaire de Chester, avec *Archimedes*, *Pentatrematites*, *Poteriocrinus* et beaucoup d'autres crinoïdes; grès à *Stigmaria*, *Knorria*, *Lepidodendron*. Épaisseur atteignant 200^{m}.
4. Calcaire de Saint-Louis (quelquefois 80^{m}), avec *Melonites*, *Lithostrotion*, *Productus*.
3. Calcaire de Keokuk, avec *Archimedes reversa* et nombreux *Zaphrentis*.
2. Calcaire de Burlington, presque exclusivement composé de crinoïdes (7 à 60^{m}).
1. Groupe de Kinderhook, avec nombreux *Productus semireticulatus*.

Cet ensemble a fourni à M. M. Newberry et Worthen près de cent espèces de poissons, dont 52 squales. Son caractère principal consiste, on le voit, dans la substitution des calcaires, avec la faune marine habituelle de l'étage anthracifère, aux sédiments arénacés et littoraux de la région des Apalaches. Un fossile spécial au subcarbonifère américain est le curieux bryozoaire, enroulé en hélice, connu sous le nom d'*Archimedes*.

(1) *Americ. Journal*, 3e série, XVI, p. 216.
(2) Lesley, *Congrès international de Géologie*, session de Paris, 1878.

Digitized by Google

L'étage houiller de l'Illinois, dont la puissance dépasse 400m, se divise, d'après M. Worthen, en deux sous-étages, que sépare le calcaire de Shoalcreek et de Carlinville, avec *Productus longispinus*, *Spirifer cameratus*, *Athyris subtilita*.

Ce qui caractérise chacun des deux sous-étages, c'est la fréquente intercalation de grès ou de calcaires marins fossilifères au milieu des schistes houillers. Ces intercalations sont au nombre de 13 dans le sous-étage supérieur et de 9 dans le sous-étage inférieur. Tandis que la faune marine de ces calcaires ne subit presque pas de variations depuis la base jusqu'au sommet de la série, la flore des couches houillères varie depuis celle de la zone des sigillaires jusqu'à celle de la zone des fougères.

Les calcaires marins renferment un certain nombre d'espèces anthracifères, telles que *Productus punctatus*, *P. Cora*, *P. semireticulatus*, *Spirifer lineatus*. En outre, ils possèdent en propre quelques espèces qui ne descendent pas plus bas, comme *Spirifer cameratus*, *Productus Nebrascensis*, *Athyris subtilita*. C'est d'ailleurs à ce niveau que se rencontrent les foraminifères du genre *Fusulina*, inconnus dans le subcarbonifère.

Montagnes-Rocheuses. — Le calcaire, intercalé seulement en couches minces dans les *coal measures* de la Pensylvanie, de la Virginie et du Tennessee, plus épais au même niveau dans l'Indiana, l'Illinois et le Kentucky, finit par occuper presque toute la hauteur de l'étage houiller dans le Missouri et le Nebraska, où, en revanche, les couches de houille sont rares et peu puissantes. Au milieu des couches de ce calcaire abondent les fusulines (*Fusulina cylindrica*, *F. gracilis*, *F. robusta*), c'est-à-dire que, en Amérique comme en Europe, le calcaire à fusulines apparaît comme le facies marin normal de l'étage houiller.

Dans la région des Montagnes-Rocheuses, il devient presque impossible de séparer les calcaires houillers de ceux du subcarbonifère; il n'est d'ailleurs pas plus facile de fixer leur limite relativement aux calcaires permiens; aussi peut-on dire que c'est dans ces contrées que l'unité du système permo-carbonifère s'affirme de la manière le plus manifeste.

L'étage houiller proprement dit est représenté, dans le Grand Bassin du Colorado, par des calcaires contenant, comme ceux de l'Illinois, *Athyris subtilita* et *Spirifer cameratus*.

Le permien, dans la région des Montagnes-Rocheuses, renferme une faune marine où l'on compte 75 % d'espèces de l'étage inférieur. On y observe des calcaires, des grès rouges ou verdâtres, des conglomérats, des marnes, des schistes et du gypse. Les calcaires sont impurs et ordinairement magnésiens. L'épaisseur de l'étage est de 250 mètres.

Au Nebraska, on distingue, sur 60 à 70 mètres de puissance totale, un étage inférieur avec brachiopodes carbonifères et fossiles du zechstein, équivalent marin du grès rouge et un étage supérieur avec *Cythere*, *Cyclas*, *Avicula speluncaria*, *Productus Cancrini*.

Brésil. — La preuve que les calcaires du bassin occidental du Mississipi re-

Digitized by Google

présentent bien le facies marin normal de l'étage houiller nous est fournie par l'existence de cette même formation en d'autres points de l'Amérique, notamment au Brésil (1). On y rencontre, à Uxituba et à Itajuba, des calcaires, des schistes et des grès, renfermant *Phillipsia*, *Athyris subtilita*, *Spirifer cameratus*, *Productus semireticulatus*, c'est-à-dire offrant les plus grandes analogies avec le carbonifère du Missouri et, comme lui, liés par la faune à l'étage permien.

Régions arctiques. — A l'Ile-des-Ours, par 75 degrés environ de Lat. N., on observe, à la base du système permo-carbonifère, dans une série de grès et d'argiles, épaisse d'une vingtaine de mètres, une flore où M. Heer a reconnu (2) *Bornia radiata*, *Cardiopteris frondosa*, *Lepidodendron Veltheimianum*, *Sphenopteris Schimperi*. Cette flore constitue l'étage *ursien* (*Ursa-Stufe*) de M. Heer, qui forme, comme nous l'avons dit, une sorte de zone de passage entre le dévonien et l'étage anthracifère. Ainsi les conditions de la végétation paraissent avoir été, au début de la période carbonifère, les mêmes auprès du pôle que dans les régions de basses latitudes.

Au Spitzberg et notamment sur les bords du Bell-Sound et de l'Horn-Sound, la formation permo-carbonifère est remarquablement développée (3). L'étage inférieur consiste en grès et schistes avec flore anthracifère (étage ursien de M. Heer), que surmonte un calcaire impur, dolomitique, à *Cyathophyllum* et *Euomphalus*, supportant lui-même un calcaire riche en *Spirifer* ou, d'autres fois, une assise de gypse ou d'anhydrite, enfin un calcaire à silex noirs, avec de nombreux *Productus*. Les fossiles de ces couches présentent un très remarquable mélange de formes carbonifères et de formes permiennes. Les principales espèces rencontrées sont *Productus horridus*, *P. longispinus*, *P. Cancrini*, *P. semireticulatus*, *Spirifer lineatus*, *S. cameratus*, *Strophalosia lamellosa*, *Rhynchonella pleurodon*. L'association des formes est assez intime pour que *P. longispinus* et *P. Cancrini* se rencontrent ensemble dans le même fragment de roche (4). Il y a, en outre, absence complète du genre *Orthis*.

Près de la baie de la Recherche, on observe des grès et des schistes où M. Heer a reconnu les genres *Cordaites*, *Lepidodendron*, *Sphenophyllum*, *Asterophyllites* et qui représenteraient la partie supérieure de l'étage houiller. L'ensemble des assises permo-carbonifères du Spitzberg paraît avoir de 500 à 600 mètres (5).

Le calcaire carbonifère existe dans les contrées les plus septentrionales que l'homme ait encore atteintes, notamment à l'extrémité nord de la terre de Grinnel, par 82°40′ Lat. Les fossiles de ce gisement, recueillis lors de l'expédition de l'amiral Nares, sont ceux du carbonifère du Spitzberg et des îles Parry (6).

(1) Hartt, *Neues Jahrbuch*, 1871, p. 63. — Derby, *Neues Jahrbuch*, 1878, p. 663.
(2) Heer, *Quart. Journ. geol. Soc. of London*, XXVIII, p. 161. — Nordenskjoeld, *Geol. Magazine*, 1876, pp. 16, 63.
(3) Nordenskjoeld, *Geol. Magazine*, 1876, pp. 16, 63. — Toula et von Drasche, *Neues Jahrbuch*, 1875, p. 225.
(4) Von Marshall, *Verhandl. der k. k. Akad. d. Wissenschaften*, Vienne, LXX, p. 133.
(5) Nordenskjoeld, *loc. cit.*
(6) Feilden et de Rance, *Geol. Soc. of London*, avril 1878.

Digitized by Google

TABLEAU DU SYNCHRONISME DES ASSISES PERMO-CARBONIFÈRES

ÉTAGES	GRANDE-BRETAGNE	BASSIN FRANCO-BELGE	RÉGION RHÉNANE ET VOSGIENNE	SAXE, BOHÊME, ETC.	FRANCE	ESPAGNE	RUSSIE	AMÉRIQUE DU NORD
PERMIEN.	Magnesian limestone. Marl slate. Inferior new red sandstone.		Grès rouge de la Sarre. Couches de passage d'Ottweiler.	Zechstein. Schiste cuivreux. Rothliegendes. Bassin de Rakonitz.	Schistes de Lodève. Grés rouges de l'Autunois. Schistes d'Autun.		Couches à Productus Cancrini. Grès cuprifère. Grès rouge de Perm. Calcaires de Timan.	Calcaires permiens du Nebraska. Calcaires permo-carbonifères du Nebraska.
HOUILLER.	Couches de Sandwell Park. Upper coal measures d'Angleterre. Middle et lower coal measures d'Angleterre ; upper coal-measures d'Ecosse. Millstone grit.	Bassins houillers du Hainaut, de Liége, de la Flandre et de l'Artois. Ampélites de Chokier.	Bassins de Villé et de Lubine. Bassin de Ronchamp. Couches de Sarrebruck. Bassin de la Ruhr. Bassin de Saint-Hippolyte.	Bassins de Bohême; couches supérieures de Zwickau. Base du bassin de Zwickau. Bassin de la Haute-Silésie.	Bassin de Saint-Etienne, etc. Bassin de Rive-de-Gier. Bassin du Var. Anthracite de Poillé (Sarthe)?	Bassin de Puertollano. Bassin des Asturies.	Calcaires à fusulines. Bassin houiller du Donetz.	Calcaires à fusulines. Bassins houillers de l'Illinois et de Pensylvanie.
ANTHRACIFÈRE.	Série d'Yoredale; lower coal measures d'Ecosse. Mountain limestone; couches de Burdie-House. Grès calcifère d'Ecosse.	Calcaire de Visé. Dolomie de Namur. Calcaire de Tournai.	Grauwacke de Thann et Bourbach. Calcaire carbonifère de la Ruhr.	Bassins d'Hainichen et Ebersdorf; bassin de la Basse-Silésie. Culm du Nassau, du Hartz, de la Saxe, de la Moravie, de la Silésie. Calcaire à Productus de la Silésie.	Bassin de la Basse-Loire; grauwacke anthracifère du Roannais. Calcaire de Régny. Grauwacke quartzo-schisteuse du Roannais.	Assise de Leña. Calcaire à Poteriocrinus des Asturies.	Couches à Productus giganteus. Bassin houiller de Moscou.	Calcaire carbonifère de l'Illinois. Grès et schistes subcarbonifères des Apalaches.
Assise de passage.	Grès de Coomhola (Irlande); assise de Pilton (Devonshire).	Calcaire d'Etrœungt.				Marbres griottes à Goniatites.	Couches de Malovka.	Assise de Waverly.

Digitized by Google

§ 8

MODE DE FORMATION DE LA HOUILLE

Composition de la houille. — La *houille* ou charbon de terre est essentiellement formée par une combinaison de carbone, d'hydrogène et d'oxygène, c'est-à-dire des substances constitutives des tissus végétaux, avec une certaine quantité de matières étrangères dont le total varie entre 2 et 10 %. Suivant la proportion des produits volatils, on a tous les intermédiaires possibles entre l'*anthracite*, qui contient 84 à 95 % de carbone et la *houille grasse*, dont les variétés extrêmes perdent à la distillation jusqu'à 60 % de leur poids. La houille contient des traces d'azote et perd, à la température de 121°, de 3 à 5 % d'eau.

Les hydrocarbures, gazeux ou liquides, qui se dégagent quand on distille la houille, *ne préexistent pas* dans le combustible minéral; car la houille pulvérisée n'abandonne rien quand on la traite par la benzine ou l'éther, c'est-à-dire par les dissolvants habituels des hydrocarbures. Ces produits se forment donc par l'acte même de la distillation.

Les matières étrangères mélangées à la houille et qui se retrouvent dans ses cendres sont : la silice, un peu de potasse et de soude, quelquefois de l'alumine, souvent du peroxyde de fer et de la pyrite. Ces substances sont précisément celles qu'on retrouve dans les végétaux actuels et notamment dans les cryptogames. De plus, la houille contient rarement moins de 2 % et plus de 6 % de cendres. Or si on suppose une matière formée par moitié de lycopodes et de fougères et que l'on calcule les impuretés du produit en raison de la proportion connue des cendres dans ces deux classes de végétaux, on trouve une quantité de cendres *au moins égale* à celle que renferme le combustible minéral. D'après cela, on peut admettre que la totalité des éléments des cendres de la houille provient de végétaux dont la substance organique a donné naissance au charbon de terre; peut-être même serait-on fondé à supposer que ces végétaux contenaient moins de matières étrangères que leurs congénères actuels (1).

Mode de formation. Hypothèse ancienne. — La houille est donc un produit d'origine végétale; mais pour que ce produit ait pu se conserver, il a fallu que sa transformation s'opérât à l'abri de l'air, de telle sorte que la plus grande partie du carbone y demeurât concentrée, comme il advient dans la formation de la tourbe. D'ailleurs le mode de gisement du combustible minéral permet de soupçonner comment les choses se sont passées et de deviner que les matières végétales s'accumulaient tantôt dans des bassins lacustres intérieurs, tantôt dans de grandes lagunes, que la mer voisine visitait de temps en temps. Au premier mode de formation appartiennent les bassins houillers du centre de la France et des Vosges, avec leurs couches, parfois très puissantes, mais irrégulières et généralement très localisées; tandis que le second mode est celui des

(1) Dana, *Manual of Geology*.

Digitized by Google

couches peu épaisses, mais remarquablement régulières et étendues, des bassins anglais, belges et westphaliens.

Il reste à savoir de quelle manière se sont produites ces accumulations. On a cru longtemps que les végétaux houillers avaient dû se développer sur place, à la manière de ceux des tourbières actuelles. Se fondant sur les traces de racines qu'on observe en abondance dans les argiles inférieures aux couches de houille, on s'est figuré volontiers que ce combustible devait son origine à la décomposition sur place d'une végétation herbacée, qui s'était développée dans l'eau au pied des *Sigillaria*, *Lepidodendron* et autres grands arbres de l'époque. De la sorte, en tenant compte de la réduction que des herbes ou des détritus forestiers ordinaires doivent subir pour se transformer en houille, on arrivait à assigner à la formation de chaque couche une durée considérable; car la matière de plusieurs forêts vierges, successivement enfouies sur le même lieu, suffirait à peine à donner quelques décimètres de houille compacte.

Signification des tiges dressées. — Les recherches les plus récentes et spécialement celles de M. Grand'Eury (1) ont singulièrement modifié cette manière de voir en faisant revivre, sous une forme nouvelle, l'ancienne doctrine de la formation de la houille par voie de transport. Sans doute, des végétaux en place existent dans les terrains houillers; des souches, racines et tiges paraissent s'y trouver fréquemment à l'endroit même où elles ont végété, dans la situation qu'elles occupaient à l'état vivant. Mais si on les rencontre *dans les grès et schistes* qui encaissent les couches de houille, du moins, ce n'est jamais *dans ces couches elles-mêmes;* les troncs debout dont on trouve les racines dans les schistes et grès qui forment le mur des couches sont toujours *nettement tranchés* par le plan de la sole; inversement, les souches en place dans les couches du toit s'étalent à la surface des veines de charbon sans y pénétrer. A Saint-Étienne, où les dessins d'Alex. Brongniart ont rendu classiques les troncs de *Calamites* de la carrière du Treuil, c'est dans le grès houiller que ces troncs sont contenus. Aucun d'eux ne traverse les couches de houille et leurs bases sont disposées à diverses hauteurs dans la masse du grès. La même chose a lieu en Amérique, comme en témoignent les observations de M. Dawson.

Les intéressantes recherches de M. Fayol (2) ont d'ailleurs montré que la verticalité des troncs n'impliquait nullement leur développement *in situ*. Il existe à Commentry un banc dit *Banc des Roseaux*, où les tiges de *Calamodendron* et de *Psaronius* abondent au point de simuler une forêt fossile; beaucoup de troncs sont debout, d'autres couchés, à côté des feuilles et des fruits; ce phénomène, fréquent dans les grès, est très rare dans les schistes et n'a pas été observé dans les couches de houille. De plus, les troncs couchés sont *cent* fois plus nombreux que les arbres debout: enfin, quand ce dernier cas se présente, les strates de grès

(1) Voir l'ouvrage déjà cité. — Voir aussi Zeiller, *Revue scientifique*, 1877, p. 1254, et de Saporta, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 382.

(2) *Comptes rendus*, XCIII, p. 160.

Digitized by Google

sont presque toujours *relevées* ou *courbées* autour des tiges qu'elles encaissent.

Il y a longtemps, du reste, que le fait du relèvement des couches encaissantes au voisinage des tiges a été observé. La figure 291, empruntée à l'*Explication de la Carte géologique de France* (1), représente une tige de *Calamites*, longue de plus de 5m, trouvée en 1836 dans l'exploitation de la fosse Bleuse-Borne, à Anzin, et où ce relèvement est très accentué. Or cette circonstance, inexplicable dans l'hypothèse d'un dépôt lentement opéré autour d'une tige en place, concorde au contraire fort bien avec l'idée d'un transport.

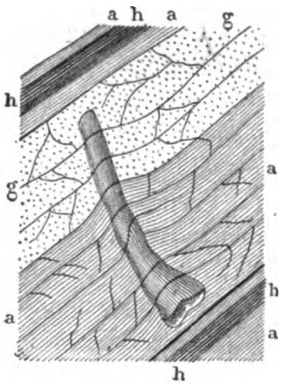

Fig. 291. — Tige fossile observée à Anzin (d'après Dufrénoy et Élie de Beaumont). — a, argile schisteuse; h, houille et schiste bitumineux; g, grès.

Formation par flottage. — En effet, M. Fayol a montré qu'une fougère encore verte, jetée dans l'eau, prend d'abord une position verticale, puis s'enfonce et ne commence à se coucher que quelques jours après le moment où elle a touché le fond. La même chose a lieu si on l'abandonne au milieu d'un courant qui emporte les détritus du lavage des charbons et, dans un tel courant, les sédiments grossiers se courbent, par un effet de remous, au voisinage des tiges ou des piquets qu'on a ménagés sur le parcours.

D'autre part, les arbres houillers, avec leurs troncs mous et cylindriques, couronnés, seulement au sommet, par une ombelle de feuilles, étaient tout à fait propres à conserver, dans le flottage, la verticalité de leurs tiges. Charriés au milieu de sédiments grossiers et arénacés, ils devaient s'enfoncer peu à peu au sein d'une matière assez résistante pour les soutenir; au contraire, si le courant n'emportait que de la boue, destinée à former du schiste, les tiges, une fois enfoncées, devaient tendre à se coucher sur le fond vaseux.

Ce mode de formation, qui rend très bien compte des circonstances observées et notamment du fait que, le plus souvent, on ne trouve, en station verticale, que *des portions de tiges*, permet de soupçonner le grand rôle que le *charriage* et le *flottage* ont dû jouer dans le dépôt des terrains houillers. Or cette conclusion s'applique aussi aux couches de houille elles-mêmes. En effet M. Grand'Eury a constaté que la houille est formée de résidus végétaux *posés à plat* et se recouvrant mutuellement comme s'ils s'étaient amassés sur un plan horizontal, dans une situation tellement uniforme qu'on y doit reconnaître l'action permanente d'un liquide servant de véhicule. Les résidus sont des fragments de troncs, d'écorces, de tiges et de rameaux, des lambeaux de feuilles, tantôt très variés, tantôt très homogènes; ainsi la grande couche de Decazeville est formée d'écorces de *Calamodendron* et plusieurs des couches de Saint-Étienne sont presque ex-

(1) T. I, p. 763.

Digitized by Google

clusivement constituées par des écorces de *Cordaites*. Ces dernières, transformées en houille, gardent encore des épaisseurs de 3, 5 et même 7 centimètres, qui montrent ce que devait être la puissance de développement de ces végétaux à l'état vivant. Il a donc fallu que les matériaux constitutifs de la houille fussent transportés et flottés, mais à une très courte distance de leur lieu d'origine, vu leur bon état de conservation; d'ailleurs la vitesse de l'eau, à l'endroit où les débris végétaux se sont accumulés, devait être à peu près négligeable, car cette eau ne charriait plus de sédiments, même limoneux, comme le prouve l'absence, dans la houille, de matières étrangères en dehors des cendres végétales.

Les plantes qui ont formé le charbon étaient pour la plupart des végétaux aériens et non aquatiques (1); mais c'étaient des plantes de terres basses et facilement inondées. Leur pied pouvait être baigné par l'eau, les racines s'implantant, suivant les espèces, dans la vase ou dans le sable. L'eau courante emportait, au fur et à mesure de leur chute, les tiges, les branches et les feuilles pour les amonceler dans les parties basses où sa vitesse était complètement amortie.

Idée générale des lagunes houillères. — On peut donc reconstituer comme il suit les conditions générales de l'époque houillère, au moins pour les districts à bassins largement étalés.

Les continents, récemment émergés, étaient d'amplitude encore trop faible et de relief trop peu accentué pour pouvoir alimenter de grands cours d'eau. Ils se trouvaient ainsi dans des conditions analogues à ces plaines de l'Europe septentrionale, où aucun régime hydrographique bien net n'a encore pu s'établir et qui sont prédestinées à la formation de lacs, de grands étangs et de lagunes, ces dernières défendues contre la mer par des cordons littoraux. Mais tandis que, dans la zone tempérée froide, le climat entretient aujourd'hui une végétation aquatique dont la décomposition sur place donne naissance à la tourbe, les lagunes houillères, soumises à l'influence d'une température tropicale, alors commune à tout le globe, voyaient se développer sur leurs bords, à la faveur d'une atmosphère épaisse et humide, une riche végétation de cryptogames et de gymnospermes. Entraînés par des pluies abondantes, les restes de cette végétation venaient s'entasser en couches épaisses dans les parties plates, où ils étaient préservés de la décomposition à l'air libre par la protection de la nappe d'eau. De temps en temps, un régime plus violent avait pour conséquences la dégradation des pentes voisines de la lagune et l'entraînement de matériaux détritiques par-dessus les accumulations végétales; ainsi les couches argileuses et même les conglomérats alternaient avec des couches de détritus végétaux. D'autres fois, le cordon littoral de la lagune se rompait et un retour momentané de l'élément marin venait interrompre la formation des assises houillères, dont les matériaux étaient de nature trop délicate pour résister au mouvement des vagues.

(1) Grand'Eury, in Zeiller, *Annales des mines*, 1877. — *Assoc. française*, 1877, p. 517.

Digitized by Google

Analogie avec les deltas. — Depuis longtemps Lyell a fait remarquer l'analogie que présentent les gisements de troncs en place, dans les schistes et grès houillers, avec ce qui se passe de nos jours dans les deltas des grands fleuves, c'est-à-dire dans des régions de sable ou de vase, fréquemment inondées et s'exhaussant continuellement par l'apport de nouveaux sédiments. Les arbres qui se plaisent dans ces marécages peuvent supporter sans dommage qu'une couche de sédiments vienne recouvrir leur tige jusqu'à plusieurs décimètres au-dessus de sa base. Chaque nouvelle couche sert d'ailleurs d'appui à de nouveaux arbres et, sur les rives du Mississipi, en basses eaux, Lyell a pu observer des coupes verticales entamant un dépôt de ce genre, où des portions de tiges, encore munies de leurs racines, apparaissaient à diverses hauteurs.

L'enfouissement de la base des troncs est d'autant moins nuisible que plusieurs végétaux ont la faculté d'émettre, le long de leur tige, des racines adventives, de telle sorte que la partie inférieure peut périr sans que la portion émergée soit privée de ses organes nécessaires. M. Grand'Eury a constaté que les fougères arborescentes du genre *Psaroniocaulon*, dont les *Psaronius* représentent la base, jouissaient de cette propriété et plus d'une fois il a pris sur le fait l'enterrement progressif des tiges de *Calamites* et de *Calamodendron*.

Ajoutons qu'à l'embouchure du Mississipi, il arrive souvent que les carènes des navires se heurtent à des arbres qui, après avoir été arrachés aux rives d'amont, sont venus s'enfoncer dans le delta en conservant leur verticalité. Ainsi se complète la ressemblance des deltas avec les lagunes carbonifères.

Rapidité probable de la formation. — Les faits qui viennent d'être signalés offrent une grande importance en montrant avec quelle rapidité les couches du système carbonifère ont dû se former (1). Quand on voit des tiges de *Calamites*, hautes de 5 à 10^{m} comme celles du Treuil, demeurer verticales au milieu des assises de grès, il est impossible d'admettre qu'un tel végétal, éminemment fragile et altérable, ait pu se maintenir ainsi pendant un long intervalle de temps. Il faut donc reconnaître qu'une durée très courte a dû suffire pour qu'il s'accumulât autour de la tige, aussi bien conservée au sommet que vers la base, l'épaisseur de sédiments qu'on y observe.

Quant aux couches de houille, du moment qu'elles sont formées de débris accumulés par flottage, il est évident que la puissance des dépôts n'est en aucune façon la mesure du temps qui a été nécessaire à leur formation. C'est ainsi que, dans les bassins, étroitement localisés, du Plateau Central de la France, des circonstances favorables ont pu amonceler, sur certains espaces très limités, des épaisseurs de débris capables de donner des couches de 25^{m} et plus, comme celles qu'on observe à Commentry, à Decazeville et en divers autres points. Au contraire, on comprend à merveille que ces accumulations exceptionnelles n'aient pas pu se produire sur les immenses lagunes de l'Angleterre et de la Belgique et que dès lors les couches de houille y aient perdu en puissance ce qu'elles

(1) Abbé Boulay, *Revue des questions scientifiques*, 1878, p. 260.

Digitized by Google

gagnaient en étendue et en régularité. D'ailleurs, selon M. Grand'Eury, la réduction éprouvée par les végétaux lors de leur transformation en houille a été singulièrement exagérée et, vu la nature spéciale des plantes carbonifères, cette réduction ne devrait pas être évaluée à plus de la moitié de l'épaisseur primitive. D'après le même auteur, les couches de houille n'ont pas dû mettre à se former plus de temps que des assises de schiste de même puissance.

On voit par là combien nous sommes loin des immenses durées admises par quelques géologues qui, assimilant la formation de la houille à celle de la tourbe, estimaient qu'une couche de houille de 13 mètres avait dû employer, pour se constituer, de 5000 à 20 000 années (1), de telle sorte que l'ensemble des dépôts houillers du Pays de Galles méridional n'eût pas exigé moins de 640 000 ans (2). De tels calculs, fondés sur une assimilation qui n'est plus soutenable, doivent être aujourd'hui considérés comme dépourvus de toute signification.

Bassins houillers intérieurs. — Les bassins houillers limités, comme ceux du Plateau Central de la France et de la région armoricaine, se sont formés dans des plaines basses ou des vallées, au pied de versants facilement désagrégés, dont les matériaux étaient périodiquement entraînés par les eaux de ruissellement. En effet, nous avons déjà fait remarquer que ces bassins longent assez régulièrement le pourtour des massifs de terrain primitif et que, quand ils pénètrent dans l'intérieur, c'est en longues traînées remarquablement rectilignes et qui évidemment accusent d'anciennes lignes de dépression. De ce nombre sont les traînées de la Haute-Dordogne, de la Basse-Loire et de la Mayenne. Sans doute, sur ces alignements, le terrain houiller est aujourd'hui très disloqué et doit sa position actuelle à des effondrements par suite de failles. Mais il est vraisemblable que ces failles n'ont fait qu'accentuer des lignes de rupture déjà anciennes et à la faveur desquelles il s'était constitué des zones de dépression propres à l'entassement des débris végétaux.

Tandis que les conglomérats et les grès à gros grains font défaut dans les grandes lagunes maritimes de l'époque houillère, ils abondent dans les bassins intérieurs et parfois la dimension des blocs y est énorme, comme dans l'Autunois. La désagrégation sur place de massifs granitiques fracturés, aidée par des eaux de ruissellement abondantes, a certainement dû suffire pour produire ces conglomérats ainsi que les couches de grès avec lesquelles ils alternent.

Transformation en houille des débris végétaux. — Il convient maintenant de chercher à expliquer la nature de la transformation par suite de laquelle des débris végétaux ont pu donner cette substance si franchement minérale, dépourvue de toute organisation, qu'on appelle la houille. Les travaux de M. Fremy ont jeté sur ce problème quelque lumière (3). Après avoir constaté que la cellulose, les feuilles et le bois, frais ou desséchés, ne donnaient, sous l'influence

(1) Heer, *Die Urwelt der Schweiz*, 1865.
(2) Hull in Woodward, *Geology of England and Wales*, 1876, p. 93.
(3) *Comptes rendus*, LXXXVIII, p. 1048.

Digitized by Google

de la chaleur et de la pression, rien qui ressemble au charbon de terre, M. Fremy s'est assuré qu'en soumettant aux mêmes actions physiques le sucre, l'amidon et les gommes, ou bien encore l'acide ulmique dérivé de la vasculose, on obtenait un produit noir, très analogue à la houille. Comme cette dernière, le produit est insoluble dans les dissolvants neutres, acides ou alcalins. Les matières colorantes, résineuses et grasses, qu'on peut retirer des feuilles, se changent, dans les mêmes conditions, en des corps qui se rapprochent des bitumes.

Il faut donc admettre que la formation de la houille a été précédée par une *désorganisation* de la matière végétale, c'est-à-dire par une *fermentation tourbeuse*, qui a détruit les tissus en donnant de l'acide ulmique. Mais, qu'on le remarque bien, cette fermentation tourbeuse, analogue à celle qui atteint les détritus forestiers inondés, n'a rien de commun avec le *phénomène des tourbes actuelles*, c'est-à-dire avec le développement, sur place, d'une végétation de mousses se décomposant progressivement par le pied. La houille reste un produit d'accumulation et de flottage, formé par les débris d'une végétation terrestre d'un caractère tropical, très riche en principes gras et féculents, mais dont la décomposition a dû se faire sous l'eau, par un mode de fermentation semblable à celui qui transforme aujourd'hui en tourbe les mousses de la zone tempérée froide et qui exige, comme nous l'avons vu (1), avant toute chose, une eau limpide et non stagnante.

La nature de la houille doit dépendre de celle des végétaux qui lui ont donné naissance; il est évident qu'à ce point de vue il n'est pas indifférent que le combustible minéral ait été formé de rameaux de fougères ou d'écorces de calamodendrées. On s'explique ainsi pourquoi des couches qui ont subi ultérieurement les mêmes actions mécaniques ou chimiques peuvent être les unes très riches et les autres très pauvres en éléments volatils. D'autres fois, le départ de ces éléments et, par suite, la transformation de la houille en anthracite, peuvent être le résultat d'un phénomène de métamorphisme, le combustible minéral ayant été en partie distillé sous l'influence de la chaleur produite par les mouvements de dislocation du terrain.

Le microscope parvient quelquefois à démêler les matériaux dont la houille a été formée. C'est ainsi que les spores et les sporanges des lycopodiacées sont nettement reconnaissables dans beaucoup de variétés (2). On a pu s'assurer aussi, par l'étude des cendres, que la houille contient de nombreuses diatomées, appartenant à des genres d'eau douce, associés à quelques genres marins (3).

(1) V. *ante*, p. 327.
(2) Dawson in Dana, *Manual*, 1875, p. 318.
(3) Castracane, *Att. dell Accad. dei nuovi Lincei*, Rome, fév. 1874.

Digitized by Google

§ 9

CONDITIONS PHYSIQUES GÉNÉRALES DE L'ÉPOQUE HOUILLÈRE

Conditions de la végétation houillère. — Les considérations qui précèdent rendent suffisamment compte de la formation du combustible minéral ; mais il faut encore expliquer comment ce phénomène a pu se renouveler aussi souvent sur un même lieu, au point que, le long d'une seule verticale, on compte parfois une centaine de couches de houille en superposition régulière, avec plusieurs alternatives d'assises marines intercalées.

D'abord il est évident que la croissance des plantes houillères a dû être favorisée par des circonstances exceptionnelles. M. Grand'Eury signale la tendance de ces plantes à une rapide poussée verticale, par des tiges élancées et sans branches, la plupart fistuleuses, pleines de moelle ou gorgées de sucs. Les bourgeons avaient neuf ou dix fois la longueur qu'ils ont aujourd'hui dans les congénères des espèces houillères et les extrémités des *Cordaites*, avec leur canal médullaire de $0^m,05$ à $0^m,10$, accusent une rapidité de développement extraordinaire. Le climat devait donc être très chaud et humide, ce qui s'explique en partie par le caractère *insulaire* des continents de cette époque et la grande densité d'une atmosphère encore très chargée d'acide carbonique. Toutefois cela ne suffit pas et le mode d'accroissement des bois et des écorces indique que la végétation ne devait pas éprouver de temps d'arrêt, comme si les variations périodiques du climat avaient été à peu près nulles.

D'ailleurs, jusqu'au 74e degré de latitude septentrionale, c'est-à-dire jusqu'au point le plus voisin du pôle où des plantes houillères aient été recueillies, les types végétaux de l'époque demeurent identiquement les mêmes, ce qui implique, sur le globe, une distribution de lumière et de chaleur totalement différente de celle qui prévaut de nos jours. D'après M. Lesquereux, les $^2/_5$ de la flore houillère d'Amérique lui sont communs avec celle de l'ancien monde. Le Spitzberg, les Indes orientales, la Chine, l'Afrique australe, le Brésil, renferment, dans les sédiments carbonifères, des espèces européennes. Il régnait donc alors sur le globe une uniformité de conditions extérieures presque absolue.

Mobilité du sol à l'époque houillère. — En outre, pour que de nombreuses couches, séparées les unes des autres par de puissantes assises de grès et de schiste, se soient accumulées dans un même bassin, il faut que le sol de ce bassin ait subi de fréquents changements de niveau. La mobilité du sol, au moins dans les grandes lagunes où s'entassaient les détritus végétaux, nous apparaît donc comme une des conditions fondamentales de l'époque permo-carbonifère.

Cette mobilité ne s'est pas traduite par de simples oscillations verticales, mais plutôt par des espèces de mouvements de bascule, qui relevaient un des côtés

Digitized by Google

d'un bassin en abaissant le côté opposé. La preuve en est fournie par la *transgressivité*, si souvent constatée, des assises houillères les unes par rapport aux autres. Ainsi nous avons dit que, dans le bassin de la Flandre et de l'Artois, les faisceaux supérieurs débordaient vers le sud-ouest, par-dessus les faisceaux inférieurs; de telle sorte que, même en l'absence de toute dislocation ultérieure, il eût été impossible d'en rencontrer la série entière sur une seule verticale. Aussi doit-on admettre que la zone des houilles anthraciteuses, les plus anciennes, était émergée à l'époque où les couches de houille grasse se formaient au sud-ouest sur un sol en voie d'affaissement.

Des preuves encore plus directes de ce mode de mouvement sont fournies par le dédoublement que subissent parfois certaines couches de houille. En pareil cas, le point où commence le dédoublement marque la charnière à partir de laquelle l'affaissement s'est manifesté, jusqu'au moment où, la partie inclinée ayant été recouverte de sédiments qui rétablissaient la continuité du sol, une nouvelle période de repos a permis la reprise du phénomène houiller.

La figure 292 représente (1) le dédoublement, momentanément intercepté par une faille, de la veine Sainte-Barbe, à Bully-Grenay; 300^{m} de distance horizontale

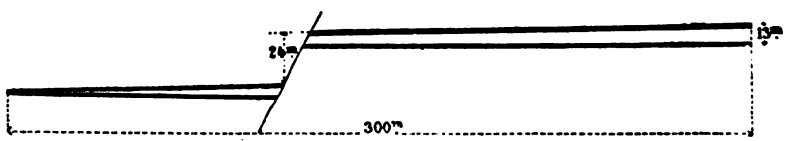

Fig. 292. — Dédoublement de la veine Sainte-Barbe, à Bully-Grenay (d'après M. Boulay).

suffisent pour amener un écart de 13^{m} entre deux portions qui, à l'origine, n'étaient séparées que par un mince lit de schiste.

En remarquant que tous les bassins houillers du centre de la France sont limités à une ou même à deux failles, M. Gruner (2) a émis l'idée que l'origine première de ces failles pourrait remonter à la formation des vallées houillères, bien que, après le dépôt et la consolidation du terrain, les fractures se soient certainement rouvertes plus d'une fois. De la sorte, le glissement du terrain le long des parois de ces failles pourrait expliquer l'affaissement continu à la faveur duquel les bassins ont pu se combler. On peut penser aussi que de tels mouvements du sol, se produisant par saccades, ont suffi à rendre périodiquement aux eaux de ruissellement, par de brusques changements de niveau, la puissance nécessaire à la formation des conglomérats.

Climat de la période permo-carbonifère. Nous avons dit que le caractère de la végétation houillère, en quelque lieu qu'on l'observe, impliquait, sur tout le globe, une égalité presque absolue dans la distribution de la chaleur et de la lumière.

Or les végétaux ne sont pas seuls à témoigner de cette uniformité; les espèces

(1) Abbé Boulay, *Ann. de la Soc scientifique de Bruxelles*, 1880.
(2) *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, I, p. 453.

Digitized by Google

marines contribuent à la même démonstration. C'est ainsi qu'un grand polypier constructeur, *Lithostrotion*, commun à l'Europe et aux États-Unis, a été retrouvé dans les régions arctiques, notamment près de la Pointe Barrow. Donc, à cette époque, la mer arctique était une *mer à coraux*, c'est-à-dire que jamais la température de l'eau de la surface n'y descendait au-dessous de + 20°. D'ailleurs cette haute température des régions polaires ne devait pas nécessairement entraîner une exagération correspondante du climat des tropiques; car la présence, dans le carbonifère des Andes de la Bolivie, des *Productus semireticulatus*, *P. longispinus*, etc., atteste que la même faune marine et, par conséquent aussi, les mêmes conditions physiques, régnaient de l'équateur jusqu'aux pôles, les mêmes espèces ayant été observées par 82° de lat. N.

Nous verrons plus tard à quelle hypothèse on peut recourir pour expliquer un tel résultat. Contentons-nous, pour l'instant, de cette constatation expérimentale, dont on ne saurait méconnaître la haute portée. La moindre conséquence qu'elle entraîne est l'impossibilité d'admettre, avec certains géologues, l'existence de glaciers à l'époque permo-carbonifère. Sous les tropiques, la glace ne peut se former qu'à des hauteurs de plus de 4000 mètres; encore ce chiffre s'applique-t-il à l'atmosphère, relativement pure, qui nous entoure aujourd'hui et si on lui restitue par la pensée l'excès d'acide carbonique qu'elle possédait pendant la période houillère, on reconnaîtra qu'un milieu aussi dense devait mieux emmagasiner la chaleur et reculer encore la limite des neiges persistantes. Mais, sur des continents à peine émergés, d'une étendue encore si restreinte, il n'y avait certainement pas de place pour de hautes chaînes et le relief du globe devait être encore bien peu accusé. Concluons donc que la glace faisait sans doute défaut, aussi bien vers les pôles que dans les latitudes moyennes. Il est d'ailleurs bien inutile de recourir à cet agent pour expliquer la formation des conglomérats houillers et permiens, dont l'arrangement porte les traces évidentes du travail des eaux courantes et ne réclame qu'une suffisante puissance de ruissellement.

Conséquences de la rapide variation des types végétaux. — Un des traits caractéristiques de la période permo-carbonifère est la variation particulièrement rapide que les conditions physiques extérieures ont dû subir pendant la durée de cette phase de l'histoire terrestre.

L'étude des divers types du système nous a montré combien il était difficile d'y établir des subdivisions quand, de la base au sommet, il n'y avait que des calcaires marins. C'est à peine si l'apparition des foraminifères permet de distinguer trois faunes, celle des *Productus* inférieurs aux fusulines, celle des *fusulines*, enfin la faune permo-carbonifère du Nebraska et des régions arctiques.

Si, de cette circonstance, on rapproche la facilité avec laquelle l'examen de quelques empreintes végétales permet de classer des bassins houillers ou des grès à végétaux complètement isolés, alors que toute donnée stratigraphique fait défaut, il en résulte cette conséquence nécessaire, que les conditions du milieu

(1) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 134.

Digitized by Google

océanique ont dû demeurer assez stables, tandis qu'il s'accomplissait, dans l'atmosphère où les plantes terrestres vont puiser leur principale alimentation, des changements marqués et relativement plus rapides qu'à toute autre époque. Ce fait, ajouté à l'absence totale des oiseaux et à la rareté des vertébrés à respiration aérienne, indique bien que la période carbonifère a été celle de la *purification de l'atmosphère*. L'air, sans doute chargé, à l'origine, d'une notable quantité d'acide carbonique, a cédé son excès de carbone à une puissante végétation, développée, sur les premiers continents définitivement émergés, à la faveur d'une température tropicale et d'une lumière abondante, quoique diffuse. Dans les conditions ordinaires, ces plantes, en se décomposant, eussent restitué à l'atmosphère l'acide carbonique qu'elles lui avaient enlevé. Mais les débris végétaux étaient, au fur et à mesure de leur chute, enfouis sous l'eau et la vase et leur transformation lente, opérée à l'abri de l'air, maintenait dans la houille qui en résultait la presque totalité du carbone. On comprend dès lors que ce changement incessant dans la composition du milieu ambiant et, sans doute aussi, dans le mode de transmission de la lumière, ait dû influer constamment sur la végétation terrestre et que celle-ci ait reflété, par la rapide succession de ses types, les phases diverses de la transformation atmosphérique.

Répartition des dépôts de houille. — De ce que les conditions physiques de l'époque houillère ont été les mêmes sur tout le globe, il ne s'ensuit pas qu'on doive s'attendre à rencontrer de la houille sous toutes les latitudes. En effet, nous avons vu que les plus grandes accumulations de matières végétales s'étaient faites dans des lagunes et, par conséquent, *sur le bord* des continents existants, à l'intérieur desquels le combustible minéral ne pouvait se former que dans des dépressions assez circonscrites. Le pourtour des continents de l'époque houillère définit donc les espaces où l'on peut aujourd'hui s'attendre à rencontrer du charbon de terre en gisements étendus. Au delà des lagunes, dans la direction du large, il devait se faire exclusivement des dépôts calcaires, comme le calcaire carbonifère et le calcaire à fusulines.

Cela posé, les faits observés permettent de croire qu'une mer immense s'étendait, à l'époque houillère, au nord du 76e parallèle (1). Ce n'est qu'au sud de cette limite, dans les îles Melville, Bathurst et Prince Patrick, qu'on commence à observer des dépôts de houille. On n'en rencontre pas non plus dans les régions tropicales, sans doute immergées à cette époque. D'après cela, une zone s'étendant de l'est à l'ouest sur toute la terre, mais limitée au sud par le 40e et au nord par le 76e parallèle, embrasserait assez exactement toutes les régions de l'hémisphère boréal pourvues de combustible permo-carbonifère.

(1) de Saporta, *Le Monde des plantes.*

Digitized by Google

TROISIÈME SECTION

GROUPE SECONDAIRE OU MÉSOZOIQUE

Caractères généraux et divisions de l'ère secondaire. — Le groupe *secondaire* ou *mésozoïque* comprend les formations sédimentaires qui se sont déposées depuis la purification définitive de l'atmosphère terrestre jusqu'au réveil de l'activité interne. Cette dernière, après avoir été particulièrement efficace à la fin des temps primaires, où des épanchements de porphyres, de trapps et de mélaphyres avaient interrompu à diverses reprises le dépôt des sédiments houillers et permiens, paraît s'être endormie pendant toute la durée de l'ère secondaire, dont le début seul a été marqué par quelques éruptions analogues à celles de l'époque permienne. Durant cette ère de calme, où les fentes de l'écorce se sont tapissées de matières minérales diverses, les vertébrés de la famille des reptiles ont régné en maîtres à la surface du globe ; c'est à peine si l'on retrouve les vestiges de quelques mammifères inférieurs, précurseurs de l'âge à venir et les oiseaux, qui ont apparu vers la fin de cette division des temps géologiques, possèdent des caractères mixtes qui les rapprochent beaucoup des reptiles. La végétation terrestre a perdu la puissance extraordinaire qu'elle avait à l'époque houillère et la prépondérance appartient non plus aux espèces de terres basses et humides, mais à celles de la famille des cycadées et des conifères. Ce n'est que tardivement qu'on voit apparaître les premiers représentants des monocotytédones et des dicotylédones angiospermes, destinés à prévaloir dans l'ère tertiaire, à la faveur des conditions physiques nouvelles que vont créer, d'une part le relief plus accentué du sol, d'autre part la distribution de plus en plus inégale de la chaleur et de la lumière. En attendant, la flore secondaire offre, comme la faune, un caractère mixte, qui a valu à l'ère correspondante l'épithète de *mésophytique* (1).

Dans les mers, où le développement des formations calcaires et la rareté relative des conglomérats attestent la tranquillité du régime océanique, on voit prédominer les mollusques et surtout les céphalopodes de la famille des *Ammonitidés*, qui apparaissent avec le début de l'ère nouvelle, dont ils peuvent d'autant mieux servir à caractériser toutes les phases qu'ils ne doivent pas lui survivre. Enfin la classe des poissons s'enrichit d'un nouveau type, celui des *téléostéens* ou poissons osseux.

Le groupe secondaire a été divisé en cinq grands systèmes. Le premier est le système *triasique*, si intimement lié au permien que quelques géologues n'ont pas cru pouvoir l'en séparer et ont décrit sous le nom de *groupe pœcilien*

(1) de Saporta, *le Monde des plantes.*

Digitized by Google

(*poikilitic*) (1), cet ensemble caractérisé par ses couleurs bariolées. Au-dessus vient la *série jurassique*, comprenant le système *liasique* et le système *oolithique*. Enfin l'ère se termine avec la *série crétacée*, dans laquelle il convient de distinguer un système *crétacé inférieur* et un système *crétacé supérieur*.

CHAPITRE I

SYSTÈME TRIASIQUE

§ 1

GÉNÉRALITÉS SUR LA PÉRIODE TRIASIQUE

Caractères généraux et divisions de la période. — Le nom de *trias* a été créé par d'Alberti pour rappeler la division en trois étages dont ce système est susceptible dans les régions classiques de la Souabe, de la Franconie et de la Lorraine. Mais cette division, qui comporte un étage marin intercalé entre deux formations d'eau douce, est en défaut en beaucoup de points, notamment en Angleterre et elle a singulièrement perdu de sa valeur depuis que l'exploration des massifs montagneux des Alpes, de l'Himalaya et de la Californie a révélé l'existence d'un facies marin du système triasique, tout différent de celui qui caractérise le type, jusqu'alors réputé classique, du trias franconien ou vosgien.

C'est justement dans les dépôts alpins du trias que se dessine le caractère spécial de ce système, qui consiste dans l'association de formes paléozoïques, telles que les orthocères et les goniatites, avec de nombreuses formes nettement secondaires, comme les ammonites. Déjà ce caractère de transition avait commencé à se manifester dès le sommet de l'étage permien du Tyrol, dans le calcaire à bellérophons ; il se poursuit jusqu'à la partie supérieure du trias, montrant ainsi qu'entre l'ère primaire et l'ère secondaire il n'y a pas eu de révolution brusque, entraînant le renouvellement complet de la vie organique.

Les formations littorales du trias affectent, presque partout, le caractère de grès et d'argiles aux couleurs bariolées. Les teintes vives, surtout le vert et le rouge, y abondent et d'importants massifs de gypse et de sel gemme sont subordonnés à ce système, qui a vu les dernières éruptions de porphyres quartzifères et de mélaphyres.

Sans attacher à la division du trias une signification aussi absolue qu'on le faisait autrefois, nous distinguerons néanmoins dans ce système trois étages; l'inférieur, si bien développé sous la forme arénacée dans le grès des Vosges et

(1) Nom créé par Conybeare.

Digitized by Google

le grès bigarré, formera pour nous l'étage *vosgien*. Le nom de *franconien* désignera l'étage moyen, c'est-à-dire le *muschelkalk* ou *calcaire conchylien* des auteurs. Enfin le mot de *keuper* étant depuis longtemps consacré pour la partie supérieure du système, nous lui donnerons le nom d'étage *keupérien* (1).

Faune et flore triasiques. — Les vertébrés les plus élevés en organisation de la faune triasique sont des reptiles. On a bien signalé un mammifère didelphe au sommet des assises triasiques de l'Amérique du Nord ; mais la série jurassique faisant défaut dans cette contrée, il est assez vraisemblable que les dernières couches qu'on y rapporte au trias sont contemporaines de l'étage rhétien, base du système liasique.

Les reptiles triasiques sont de véritables sauriens nageurs, *Placodus*, *Nothosaurus*, *Simosaurus*, de nombreux labyrinthodontes, *Chirotherium* (fig. 293), *Trematosaurus*, *Mastodonsaurus*, etc., dont les traces de pas sont répandues à profusion dans les sédiments triasiques à facies littoral ; quelques lacertiens, tels que *Belodon* et des *dinosauriens*, c'est-à-dire des reptiles ayant, comme les oiseaux, trois doigts à leurs pieds de derrière, avec une conformation qui leur permettait de se tenir debout. A ce groupe appartiennent les *Megadactylus*, *Clepsysaurus*, *Bathygnathus*, etc., et probablement aussi le *Brontozoum* (fig. 294),

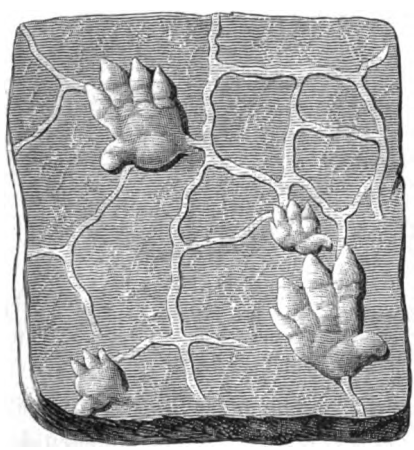

Fig. 293.

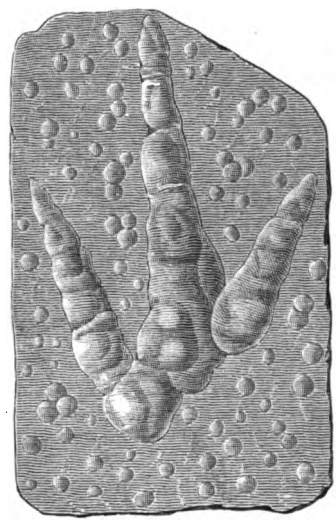

Fig. 294.

Fig. 293. Traces de *Chirotherium* du grès bigarré. — Fig. 294. Traces de *Brontozoum giganteum*, HK, du trias supérieur, avec empreintes de gouttes de pluie.

malgré la grande analogie de ses traces avec celles des oiseaux. Du reste, plusieurs des labyrinthodontes triasiques du Connecticut, tels que *Anisopus* et *Otozoum*, étaient certainement bipèdes.

(1) D'Orbigny ne distinguait dans le trias que deux étages : le *conchylien*, comprenant le grès bigarré avec le muschelkalk et le *salifèrien*, formé du keuper, et ainsi nommé à cause des gisements de sel qu'il renferme en Lorraine.

Digitized by Google

Il convient aussi de ranger parmi les reptiles des temps triasiques un certain nombre de *thériodontes*, sortes de précurseurs des mammifères monotrêmes et déjà signalés comme ayant apparu dans la faune permienne (1).

Les poissons offrent encore des ganoïdes hétérocerques, mais à queue moins dissymétrique et à colonne vertébrale plus complètement ossifiée que chez les ganoïdes paléozoïques. Avec eux se montrent des représentants du groupe actuel des *dipnoés*, curieux par la constitution de leurs nageoires, qui rappellent les membres des cétacés et pourvus, en outre des branchies, de poumons qui leur permettent de vivre dans la vase desséchée. De ce nombre est le *Ceratodus*, ce genre singulier qui semble s'être conservé jusqu'à nos jours dans les rivières australiennes. Enfin si les poissons osseux font encore défaut, les squales, sélaciens et cestracions, sont représentés par *Acrodus*, *Hybodus* (fig. 295), *Saurichthys*.

Fig. 295.

Fig. 296.

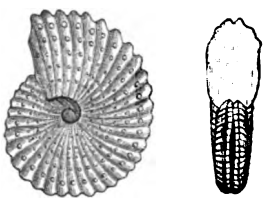

Fig. 297.

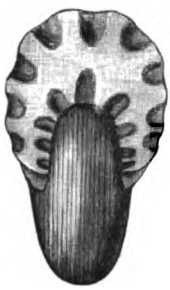

Fig. 298.

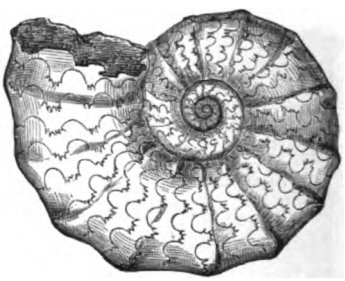

Fig. 299.

Fig. 295. *Hybodus plicatilis*, Ag., du muschelkalk allemand. — Fig. 296. *Estheria minuta*, Alb., du keuper. — Fig. 297. *Ammonites* (*Trachyceras*) *Aon.*, Münster, du keuper alpin. — Fig. 298. *Amm. tornatus*, Bronn, du même gisement. — Fig. 299. *Ceratites nodosus*, Haan, du muschelkalk.

Les articulés, si l'on en excepte les ostracodes, notamment les *Estheria* (fig. 296), jouent dans la faune triasique un rôle assez effacé. En revanche, les ammonitidés, qui s'y montrent pour la première fois, atteignent de suite, à en juger par les formes alpines d'*Ammonites* (fig. 297, 298) et par les *Ceratites* (fig. 299) du trias franconien, une remarquable expansion. Les nautiles sont déjà en décadence, mais plusieurs types d'*Orthoceras* et de *Goniatites* persistent encore.

Des brachiopodes du genre paléozoïque *Spirifer* (fig. 301) se montrent associés aux *Lingula*, *Retzia* (fig. 301) et *Cœnothyris* (*Terebratula vulgaris*) (fig. 301). La famille des *ostracés* fait sa première apparition, en compagnie de nombreux acé-

(1) Voir *ante*, p. 731.

Digitized by Google

phalés des genres ***Pecten***, ***Posidonia*** (fig. 300), ***Cardita*** (fig. 303), ***Lima***, ***Gervillia*** (***Hörnesia***) (fig. 304), ***Myacites***, ***Myophoria*** (fig. 305), ***Trigonodus***, ***Monotis*** (fig. 302), ***Halobia*** (***Daonella***) (fig. 306), ***Megalodus***.

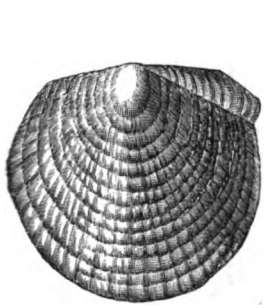

Fig. 300.

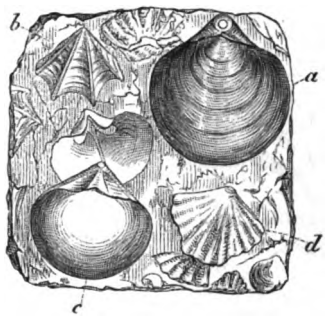

Fig. 301.

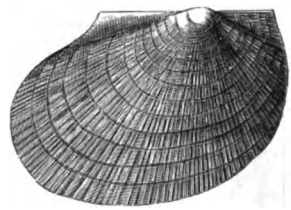

Fig. 302.

Fig. 300. *Posidonia Claræ*, Emm., du rôth alpin. — Fig. 301. *a*, *Terebratula* (*Cœnothyris*) *vulgaris*, Schlot; *b*, *Retzia trigonella*, Schlot; *c*, *Spirifer Mentzeli*, Dunk.; *d*, *Rhynchonella Mentzeli*, v. Buch, du muschelkalk. — Fig. 302. ***Monotis salinaria***, Bronn, du keuper alpin.

Bien que d'importants massifs calcaires du trias soient regardés par plusieurs géologues comme des récifs coralliens, les restes de polypiers sont rares dans ce système. En revanche, les crinoïdes abondent, notamment ***Encrinus liliiformis*** (fig. 307).

La flore triasique n'a pas de caractères bien nettement tranchés; elle corres-

Fig. 303.

Fig. 304.

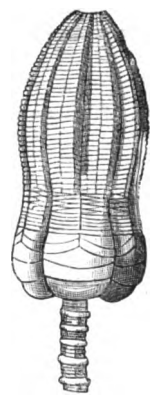

Fig. 307.

Fig. 305.

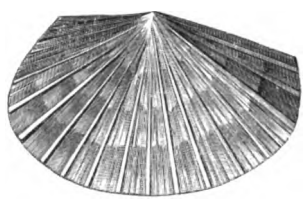

Fig. 306.

Fig. 303. *Cardita crenata*, Münst., du keuper alpin. — Fig. 304. *Gervillia* (*Hörnesia*) *socialis*, Quenst., du muschelkalk. — Fig. 305. *Myophoria Kefersteini*, Goldf., du keuper alpin. — Fig. 306. *Halobia* (*Daonella*) *Lommeli*, Wism., du trias alpin. — Fig. 307. *Encrinus liliiformis*, Lam., du muschelkalk.

pond à une époque de transition ; les sélaginées ont disparu, aussi bien que les sigillaires; en revanche les conifères, les cycadées et les fougères arborescentes abondent dans les forêts de la période. A la première famille appartient le genre

Digitized by Google

typique *Voltzia* (fig. 308), analogue au cyprès, ainsi que le genre *Albertia*, de la famille des abiétidées, tandis que *Pterophyllum* (fig. 310) représente les cycadées, les principales fougères appartenant aux genres *Anomopteris*, *Clathropteris*, *Cau-*

Fig. 308.

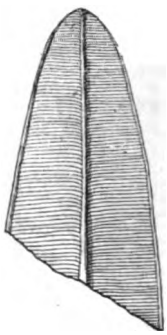

Fig. 309.

Fig. 310.

Fig. 308. *Voltzia heterophylla*, Brongt., du grès bigarré. — Fig. 309. *Tæniopteris superba*, Sap., du keuper. Fig. 310. *Pterophyllum Jaegeri*, Brongt., du keuper.

lopteris, *Pecopteris*, *Tæniopteris* (fig. 309). Quant aux équisétacées, le genre *Calamites*, si abondant aux époques houillère et permienne, est remplacé par de véritables *Equisetum*, auxquels s'associent des *Schizoneura*.

§ 2

TYPE FRANCONIEN DU TRIAS

Divisions principales. — Le trias de la Souabe et de la Franconie se divise en trois étages: à la base, le *grès bigarré* (*bunter sandstein*), formation littorale et arénacée, où dominent les plantes terrestres; au milieu, le *muschelkalk*, formation calcaire et marine, avec gisements de sel; au sommet, le *keuper*, étage de marnes, de gypse et de grès, avec flore terrestre dominante. De même que les assises du

Digitized by Google

terrain houiller sont souvent entremêlées de petites couches marines, de même le dépôt du grès bigarré et celui du keuper ont dû se faire dans des étangs plus d'une fois visités par la mer, comme en témoigne l'apparition, à plusieurs niveaux, de fossiles marins. Parmi ces fossiles, il en est quelques-uns, comme *Pecten Albertii*, *Myophoria vulgaris*, *Gervillia* (*Hörnesia*) *socialis*, *Natica Gaillardoti*, qui se retrouvent dans toute la hauteur du système, dont ils affirment ainsi l'unité.

Grès bigarré. — L'étage *vosgien* ou du *grès bigarré* est formé de grès de colorations très diverses, parmi lesquelles dominent le rouge, le jaune, le brun, le verdâtre et le blanc ; beaucoup de lits sont bigarrés ou tachetés. Les éléments des grès sont des grains de quartz, réunis par un ciment tantôt argileux, tantôt siliceux et ferrugineux. Quelquefois les matériaux du grès sont de véritables petits cristaux de quartz, d'où le nom de sable ou grès cristallisé.

La stratification est très nette ; les couches, d'épaisseur variable, deviennent schisteuses quand le mica est abondant. Très souvent les lits horizontaux de grès sont formés de petites couches à stratification inclinée, discordante relativement aux surfaces inférieure et supérieure de chaque assise et rappelant la structure des dépôts torrentiels.

Des mouches ou lentilles d'argile, arrondies ou anguleuses, sont fréquemment enclavées dans les grès. Même, à la base du grès bigarré du Thüringerwald, il y a une telle proportion d'argile blanche réfractaire qu'on y a établi des exploitations de kaolin. Les conglomérats proprement dits ne jouent dans l'ensemble qu'un rôle secondaire ; accessoirement on rencontre des argilolithes, des lits de dolomie, des marnes avec gypse et du sel gemme. Ces dernières substances sont concentrées surtout à la partie supérieure de l'étage.

Dans toute la région qui nous occupe et où la puissance de l'étage vosgien varie entre 200 et 500 mètres, on y peut distinguer trois assises principales : 1° l'assise inférieure, formée de grès, parfois cristallin, et d'argiles rouges ou bariolées, offrant, sur la lisière du Hartz, quelques couches de *rogenstein*, c'est-à-dire de marne oolithique à ciment très argileux ; 2° l'assise moyenne, celle des grès bigarrés proprement dits, tantôt fins, tantôt grossiers, avec plaquettes schisteuses parfois garnies d'entomostracés (*Estheria*). Cette assise est celle qui contient les gisements de plantes fossiles de l'étage, *Equisetum arenaceum*, *Anomopteris*, *Caulopteris*, *Voltzia heterophylla*, *Albertia elliptica*, etc. C'est à sa partie supérieure que, dans l'Odenwald comme dans les pays de Würzbourg, de Meiningen et de Bade, on observe des traces de *Chirotherium*, qui ont rendu classiques les gisements d'Hildburghausen et d'Iéna ; 3° l'assise supérieure, principalement constituée par des marnes et des argiles bariolées, rouges et vertes, avec gypse, sel gemme et dolomie. Cette assise est généralement désignée sous le nom de *Röth*. Le Röth contient, dans plusieurs districts, notamment dans le grand-duché de Bade(1), des fossiles marins, *Myophoria costata*, *M. vulgaris*, *Myacites*, *Rhizocorallium jenense*. Le même fait se reproduit jusqu'en Silésie, où le *Röth* renferme

(1) Platz, *Neues Jahrbuch*, 1873, p. 533.

Digitized by Google

Myophoria fallax et *Ceratites Buchi*. Ces fossiles établissent une liaison paléontologique intime entre l'étage vosgien et l'étage franconien.

Muschelkalk. — L'étage *franconien* ou du *Muschelkalk* (calcaire coquillier) est remarquablement développé en Allemagne, où la succession suivante peut être donnée comme typique (1).

Muschelkalk supérieur ou *principal* (*Hauptmuschelkalk*) dit aussi calcaire de Friedrichshall (60 à 120m).	Couches à Cératites. — *Ceratites nodosus*, *Terebratula vulgaris*, *Gervillia socialis*, *Myophoria vulgaris*. Couches à Encrines. — *Encrinus liliiformis*, *Lima striata*.
Muschelkalk moyen ou groupe de l'Anhydrite (30 à 100m).	Dolomies plus ou moins caverneuses, avec anhydrite, gypse et sel, ne contenant guère d'autres fossiles que des os de sauriens et des dents (Erfurt).
Muschelkalk inférieur ou Wellenkalk (Calcaire ondulé) (50 à 100m).	Zone à *Myophoria orbicularis*. Wellenkalk fossilifère avec *Schaumkalk*; *Encrinus liliiformis*, *Gervillia socialis*, *Terebratula vulgaris*, *Myophoria*, etc. Wellenkalk peu fossilifère, avec *Schaumkalk*. Dolomie du Wellenkalk.

Le *Wellenkalk* est ainsi nommé à cause de la tendance des lits de stratification à former des surfaces ondulées. Le *Schaumkalk* ou calcaire spongieux est une roche tendre, remplie de vacuoles, où abondent les myophories.

C'est dans l'assise moyenne, essentiellement dolomitique, que sont concentrés les importants gisements salifères de la Thuringe, du Wurtemberg et de la région du Neckar. Le sulfate de chaux y est, tantôt à l'état de gypse, tantôt à l'état d'anhydrite. Dans la Franconie, le muschelkalk est gypsifère, mais ne contient pas de sel. Les dolomies sont le plus souvent celluleuses et quelquefois bitumineuses.

L'assise supérieure est formée d'un calcaire coquillier en bancs épais et réguliers, alternant avec des couches marneuses. A la base, le calcaire est littéralement pétri de fragments spathisés de tiges d'encrines (*E. liliiformis*), qui lui ont fait donner le nom de *Trochitenkalk* (calcaire à *entroques* ou à encrines). Au-dessus, dans les couches de marne, abondent les *Ceratites* (*C. nodosus*, *C. semipartitus*). Les *Pecten lævigatus* et *Lima striata* sont fréquents à ce niveau, où l'on rencontre aussi un crustacé, *Pemphix Sueuri*. Enfin certains bancs de cette assise, en Souabe et en Franconie, sont remplis de *Trigonodus Sandbergeri*.

En général, le muschelkalk se termine, à sa partie supérieure, par un horizon nettement dolomitique, où l'on rencontre de nombreux fossiles et spécialement de petits crustacés du genre *Bairdia* (Saxe, Bavière, Odenwald). A Würzbourg, le *calcaire à Bairdia* est glauconieux.

Keuper. — L'étage *Keupérien* ou *Keuper* est principalement constitué par des argiles ou marnes bariolées, quelquefois charbonneuses, alternant avec des grès tendres et contenant fréquemment du gypse. On y peut distinguer deux assises :

1° L'assise inférieure, dite du *Lettenkohle* ou *Kohlen-Keuper*, à cause des lits

(1) Credner, *Traité de Géologie*, p. 478.

Digitized by Google

charbonneux, subordonnés à des argiles schisteuses, qu'elle renferme, a 70 mètres de puissance et se relie étroitement au muschelkalk sous-jacent. Elle est formée de grès (*Hauptsandstein, Lettenkohlensandstein*), d'argiles schisteuses et de schistes marneux, avec intercalations d'une espèce de lignite ou de houille argileuse et impure, rarement exploitable (*Lettenkohle*). On y trouve de nombreux végétaux, *Araucaroxylum thuringicum, Widdringtonites Keuperianus, Voltzia heterophylla, Tœniopteris vittata, Pterophyllum longifolium, Equisetum arenaceum.*

Au dessus de cet ensemble vient une couche de dolomie, appelée *Dolomie-limite* (*Grenzdolomit*) et contenant des fossiles marins, identiques avec ceux du muschelkalk, *Gervillia socialis, Terebratula vulgaris, Myophoria Goldfussi.*

L'assise du Lettenkohle renferme, notamment à Tübingue, des couches formées d'une véritable brèche à ossements (*bone-bed*) de poissons et de sauriens. Les dents de *Ceratodus* y abondent et on trouve à ce niveau des restes de *Mastodonsaurus Jaegeri.*

2° L'assise supérieure est celle du *Keuper gypseux* et *bariolé.* Son épaisseur varie entre 100 et 300 mètres. Les marnes bariolées qui en occupent la base renferment du gypse ; on observe au-dessus plusieurs horizons de grès avec plantes terrestres, dont les principaux sont le *grès de Stuttgart* ou *grès à roseaux* (*Schilfsandstein*), exploité en Wurtemberg pour les constructions et le *grès à Semionotus*, appelé aussi *Stubensandstein*, parce qu'il fournit un sable qu'on répand sur le sol des habitations. L'assise qui nous occupe offre à Würzbourg la coupe suivante de haut en bas :

8. Grès à *Semionotus* et *Equisetum arenaceum.*
7. *Horizon de Beaumont* (Dolomie) à *Turbonilla Theodori, Anoplophora Münsteri.*
6. Marnes bariolées sans gypse.
5. Grès à roseaux (*Schilfsandstein*).
4. Dolomies et marnes à *Estheria.*
3. Marnes à *Myophoria Raibliana.*
2. Dolomie à galène, pyrite cuivreuse, malachite et barytine.
1. Marnes bariolées avec gypse.

Le grès de Stuttgart, qui se retrouve dans l'Odenwald et sur le flanc de la Forêt-Noire, est caractérisé surtout par le genre *Equisetum* (*E. arenaceum, E. columnare*) avec *Pterophyllum Jœgeri, Tœniopteris vittata*, etc. On y trouve aussi des restes de *Mastodonsaurus.*

Dans la Thuringe et la Hesse, l'assise supérieure du Keuper est formée par 200 à 300 mètres de marnes bariolées gypsifères, avec minces intercalations gréseuses.

§ 3

TYPE VOSGIEN DU TRIAS

Alsace et Lorraine. — Le système triasique présente, dans la région vosgienne, une composition très analogue à celle du type franconien. Il y a cependant quelques différences importantes, dont les principales tiennent à l'existence du

Digitized by Google

grès des Vosges à la base du grès bigarré et au fait que les gisements salifères de la Lorraine, au lieu d'être, comme ceux du Wurtemberg, concentrés dans le muschelkalk, sont intercalés dans l'étage keupérien.

La coupe transversale du trias de la région est donnée par la figure 311, qui

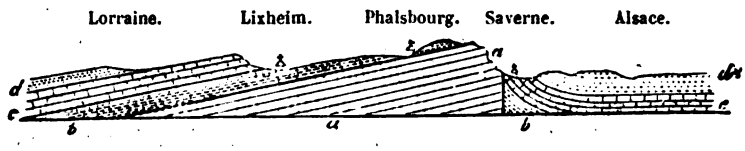

Fig. 311. — Coupe du trias d'Alsace-Lorraine (d'après Credner). — *a*, grès des Vosges; *b*, grès bigarré; *c*, muschelkalk; *d*, keuper.

fait connaître en même temps l'allure de la grande faille par laquelle le massif a été disloqué.

L'étage vosgien se divise en deux assises : le grès des Vosges et le grès bigarré proprement dit.

Le *grès des Vosges*, qui surmonte immédiatement le grès rouge permien, avec lequel il n'offre pas de discordance, est un grès grossier, à grains de quartz, assez souvent cristallisés et offrant des facettes qui miroitent au soleil d'une manière caractéristique. Le ciment est du peroxyde de fer, qui donne à la masse une couleur rouge de brique ; quelques parties argileuses attestent la présence de feldspath décomposé. Les couches micacées y sont rares. Les bancs, dont l'épaisseur varie entre $0^m,50$ et 1^m, sont bien séparés les uns des autres et les plus durs, demeurant en saillie sous forme de corniches, donnent aux escarpements de grès des Vosges un aspect ruiniforme très remarquable.

Il existe dans cette assise des couches de poudingues, avec galets roulés de quartz laiteux et de silex gris ou rougeâtre, dont la grosseur varie depuis celle d'une noix jusqu'à un grand axe de $0^m,20$. Ces poudingues abondent dans les districts où le grès des Vosges est le plus épais, notamment à Raon-l'Étape, où M. Rozet lui assigne 500^m de puissance (1), tandis qu'il a 370^m sous le parallèle de Nancy (2). Les galets de granite, de leptynite et de gneiss y sont rares et toujours plus ou moins décomposés.

L'assise du grès des Vosges était autrefois considérée comme une dépendance du grès rouge permien. Mais, d'après M. Benecke (3), il n'existe, dans les Vosges, aucune discordance de stratification entre le grès des Vosges et le grès bigarré. D'ailleurs le grès de la Spessart, qui est du grès vosgien, repose sur le Zechstein ; par conséquent on ne saurait à aucun titre le rapporter au grès rouge permien. M. Benecke propose de désigner le grès des Vosges sous le nom de *grès bigarré principal* (*Hauptbuntsandstein*), par opposition au *grès à Voltzia* ou grès bigarré proprement dit. Le premier n'a fourni jusqu'ici aucune trace de fossiles.

(1) Élie de Beaumont, *Explic. de la carte géol. de France*, I, p. 375.
(2) Braconnier, *Description des terrains de Meurthe-et-Moselle.*
(3) *Abhandlungen zur geol. specialkarte von Elsass-Lothringen*, 1877.

Digitized by Google

Le *grès bigarré* ou *grès à Voltzia* possède une épaisseur d'une soixantaine de mètres. On y peut distinguer, du haut en bas, quatre assises :

4. Marnes schisteuses, bariolées, micacées, gypsifères en quelques points.
3. Grès micacé, schisteux et très fissile, avec argile bariolée.
2. Grès micacé en couches peu épaisses, utilisé pour meules à aiguiser.
1. Grès en bancs puissants, micacé et d'un rouge amarante, fournissant de belles pierres de taille.

En diverses localités, notamment à Soultz-les-Bains, à Fontenoy et aux environs de Plombières, le grès bigarré est fossilifère. On y a signalé (1) une vingtaine d'espèces végétales, parmi lesquelles *Voltzia heterophylla*, *Albertia*, *Equisetum arenaceum*, *Anomopteris Mougeoti*, *Pecopteris Sultziensis*, etc.

A Domptail, un grès ocreux contenant de nombreux *Equisetum* supporte un autre grès ocreux à fossiles marins où l'on recueille *Avicula Bronni*, *Myophoria arcuata*, *M. curvirostris*, *M. elongata*, *M. lævigata*, *Natica Gaillardoti*, *Rostellaria detrita*, c'est-à-dire la faune du muschelkalk. Avec ces fossiles, M. Mougeot a indiqué *Ostrea decemcostata*, *Pecten obliquus*, *Avicula acuta*, *Myophoria* (*Lyrodon*) *orbicularis*, etc. Les vertébrés de l'assise sont : *Nothosaurus Schimperi*, *Menodon plicatus*, *Odontosaurus Voltzi*, *Mastodonsaurus Waslenensis*. On y a trouvé aussi des couches à ostracodes (*Estheria minuta*).

Le *muschelkalk* de la région vosgienne est un calcaire compact, d'un gris de fumée, à cassure tantôt conchoïdale, tantôt unie en grand. Les assises supérieures sont souvent associées à une marne schisteuse qui, en prenant une nuance verte bariolée de rouge, passe peu à peu aux marnes du Keuper. La dolomie, cristalline ou terreuse, existe à diverses hauteurs dans l'étage ; on y observe aussi des bancs ou des rognons de silex, parfois d'agate. Les fossiles principaux sont : *Encrinus liliiformis*, *Ceratites nodosus*, *Terebratula vulgaris*, *Gervillia socialis*, *Myophoria vulgaris*, *Lima striata*, *Natica Gaillardoti*, etc. A la partie supérieure sont des brèches remplies d'ossements de poissons et de sauriens avec coprolithes. La composition moyenne du muschelkalk d'Alsace-Lorraine peut, selon M. Benecke (2), être exprimée par le tableau suivant :

Couches dolomitiques avec ossements de sauriens, dents et écailles de poissons, et *Trigonodus Sandbergeri*, *Myoconcha gastrochæna*, *Myophoria Goldfussi*, *M. lævigata*, *Gervillia costata*.

Assise du muschelkalk.	Supérieure.	Calcaire à *Ceratites nodosus*.	
		Calcaire avec entroques.	
	Moyenne.	Dolomie et marnes.	
		Argiles rouges avec gypse.	
	Inférieure.	Région dolomitique.	
		Grès coquillier.	

Le muschelkalk inférieur ayant moins de 4^{m} d'épaisseur, l'assise moyenne, dans la Meurthe, a 40^{m} et les assises supérieures en comptent près de 80 (3).

L'étage *keupérien* est représenté par des marnes argileuses de colorations tranchées, où dominent le rouge et le vert, et qui ont reçu le nom assez impropre, mais devenu tout à fait classique, de *marnes irisées*, en raison d'une

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, IV, p. 1240.
(2) *Abhandlungen zur geol. Specialkarte von Elsass Lothringen*, 1877.
(3) Braconnier, *loc. cit.*

Digitized by Google

bigarrure de couleurs à laquelle le mot de *bariolées* eût été plus correctement appliqué. La coupe générale du keuper lorrain est la suivante :

6. Marnes bariolées.
5. Dolomie de Beaumont.
4. Marnes bariolées.
3. Grès moyen de la Lorraine.
2. Marnes gypsifères (180m) avec sel gemme en amas lenticulaires.
1. Marnes bariolées sans gypse ni sel, dolomie et grès schisteux (*Lettenkohle*); 200m.

Dans la Meurthe, sous le parallèle de Nancy, l'assise n° 1 n'a que 35m, tandis que les assises 2, 3 et 4 comptent 165m et les assises 5 et 6, 70m.

L'assise n° 3 correspond au grès de Stuttgart et renferme des végétaux fossiles, notamment *Equisetum arenaceum*. A très peu de distance s'observent, à Noroy, Saint-Menge, la Vacheresse, etc., des gisements d'une houille impure, qui a été d'abord confondue avec celle du *Kohlenkeuper* allemand. Mais M. Levallois a montré (1) que l'équivalent de cette dernière série devait être cherché dans l'assise de marnes bariolées inférieure aux marnes gypsifères et salifères. De la sorte, les combustibles du Keuper de la Lorraine occupent un horizon plus élevé que ceux du Wurtemberg. La même chose a lieu dans la Haute-Saône, où l'on observe, à Courcelles et à Gouhenans, au-dessus du grand dépôt gypseux et salifère, une houille très pyriteuse, associée à une argile schisteuse contenant *Equisetum* et *Posidonia keuperiana*.

Gites salifères lorrains. — Le sel de la Lorraine, qui correspond au Keuper gypsifère et non, comme on l'avait cru d'abord, sur l'autorité d'Alberti, au *Kohlenkeuper* (2), forme, au milieu des marnes, des couches lenticulaires allongées. A Dieuze, entre la surface et 190m de profondeur, il en existe 13 couches, dont la plus puissante a 13m et qui forment ensemble une épaisseur de 58m, 30 de sel gemme. Ce minéral offre des cavités avec bulles mobiles; il est mélangé d'argile bitumineuse, de sulfates de chaux et de soude, d'un peu de sulfate de magnésie; mais *il ne contient ni chlorure de magnésium ni traces d'iode ou de brome*. Aussi Élie de Beaumont a-t-il fait ressortir combien il était peu probable que ce sel fût le résultat d'une évaporation naturelle survenue dans des lagunes marines; au contraire, il a indiqué l'analogie que présentent ces gisements avec certains produits immédiatement dérivés de l'activité éruptive.

Des couches de marnes et d'argile, avec gypse et anhydrite, séparent les couches de sel. Le gypse forme des amas plus nombreux et plus petits que ceux de sel gemme et chacun d'eux affecte la forme d'un gros tubercule, autour duquel les marnes encaissantes sont relevées en voûte et parfois renversées. Ce gonflement s'explique si l'on admet que le gypse soit dû à une épigénie de calcaire par des émanations sulfureuses. En pareil cas, du calcaire se transformant en anhydrite doit éprouver un gonflement de $\frac{288}{1000}$, c'est-à-dire quatre fois plus fort que celui de l'eau qui se congèle; si le résultat de la transformation est du gypse, le

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIV, p. 741.
(2) Levallois, *loc. cit.* — Nies, *Die angebliche Anhydritgruppe im Kohlenkeuper Lothringens.*

Digitized by Google

boursouflement est de plus de moitié. Dans certains gypses saccharoïdes, on observe des cristaux bipyramidés de quartz limpide; du quartz friable existe aussi dans les marnes bariolées qui encadrent le gypse.

Cette série salifère de la Lorraine repose sur une assise de marnes, synchronique du *Kohlenkeuper* et vers la base de laquelle on observe une dolomie, dite *de Sainte-Anne*, contenant des fossiles du muschelkalk, dont elle est encore séparée par des marnes bariolées.

Moselle, Belgique. — Le trias de la Moselle ne contient, dans le Keuper, que des filets de sel gemme. En revanche, à Sarralbe, le muschelkalk inférieur est marneux et renferme 20m de sel en cinq bancs séparés par des filets gypseux. Le facies de ce gisement serait donc intermédiaire entre celui des Vosges et celui du Wurtemberg. Le grès bigarré inférieur contient, comme celui de Domptail, des fossiles marins. A Saint-Avold, on y recueille des moules d'*Encrinus liliiformis*, *Terebratula vulgaris*, *Gervillia socialis*, *Myophoria orbicularis*, c'est-à-dire la faune du muschelkalk.

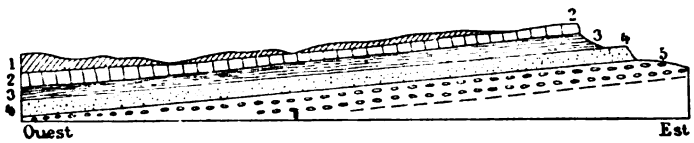

Fig. 312. — Disposition habituelle des étages du trias dans la Moselle (d'après M. Jacquot).
1, keuper; 2, muschelkalk calcaire; 3, muschelkalk marneux; 4, grès bigarré; 5, grès des Vosges.

Voici du reste, d'après M. Jacquot (1), la composition du trias de la Moselle :

Keuper proprement dit.	20 à 25m	Dolomie supérieure.
		Gypse et marnes.
		Dolomie moyenne à *Terebratula*, *Lucina*, *Cerithium*.
		Gypse et fer carbonaté.
	200m	Grès à végétaux et houille pyriteuse. *Pterophyllum*, *Voltzia*.
		Marnes et gypse avec filets de sel gemme.
		Dolomie grenue.
Kohlenkeuper.	25m	Dolomies et calcaires magnésiens, marnes à empreintes charbonneuses, *bone-bed* à sauriens, poissons, crustacés du Kelschberg.
Muschelkalk.	120 à 170m	Assise calcaire à *Gervillia socialis*, *Terebratula vulgaris*, *Ceratites nodosus* et grands sauriens.
		Assise marneuse avec gypse, dolomie, silex et sel gemme.
Grès bigarré.	50m	Assise supérieure *fissile* et argileuse en haut.
		Assise inférieure à *gros bancs*, parfois épais de 10m, avec *Voltzia* et *Equisetum arenaceum*.

Grès des Vosges (250 à 300m). Grès et poudingues quartzifères, avec une couche de calcaire dolomitique au sommet (Kelschberg).

Les couches de ce système, relevées vers l'est, affectent la disposition représentée par la figure 312; c'est-à-dire que le muschelkalk dessine, par son affleurement, une crête ardue s'élevant à 160m au-dessus de la plaine de grès vosgien, à l'est, et à 140m au-dessus de la plaine du Keuper, à l'ouest (2). La figure 313 fait connaître l'allure du Keuper entre Piblange et Bockange; elle montre la position occupée par la houille pyriteuse à la base du grès keupérien à végétaux, ainsi

(1) *Description géologique de la Moselle*, 1868.
(2) Jacquot, *op. cit.*, p. 131.

Digitized by Google

que la grande augmentation d'épaisseur de ce dernier sur la côte de Bockange (1).

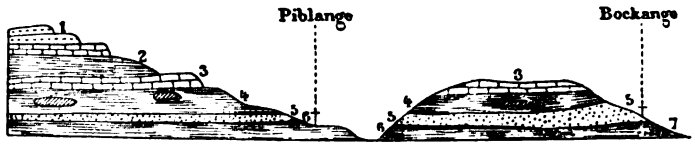

Fig. 315. — Coupe du keuper dans la Moselle (d'après M. Jacquot).
1, grès rhétien; 2, marnes du keuper; 3, dolomie moyenne; 4, marnes avec amas de gypse, 5, grès keupérien; 6, houille pyriteuse; 7, marnes bariolées.

Quelques lambeaux triasiques, prolongements du massif lorrain, s'observent en Belgique, notamment dans la haute vallée de la Semois et aux environs de Malmédy. On y peut distinguer une assise inférieure, formée de conglomérats (*poudingue de Malmédy*), à galets de roches ardennaises et de psammites bigarrés et une assise supérieure, composée de marnes bariolées avec calcaire compact blanc-jaunâtre. Si la première paraît correspondre à l'étage vosgien, il est difficile d'affirmer que la seconde soit seulement l'équivalent du Keuper (2).

§ 4

TYPES FRANÇAIS DIVERS DU TRIAS

Morvan et Jura. — Aux environs d'Autun et de Châlon-sur-Saône, la base du trias est formée par une puissante assise d'arkose, tantôt meuble, tantôt, par exemple à la Coudre, sur la lisière de la forêt de la Planoise, imprégnée de silice au point d'être comme vitrifiée et fondue et fournissant les pavés d'Antully. M. Pellat (3), d'accord avec M. Coquand (4), regarde cette arkose comme l'équivalent du grès vosgien. Cette assise, exploitée pour les verreries quand elle est meuble, contient à Laives des empreintes de labyrinthodontes. Le muschelkalk paraît représenté par 8 ou 10^{m} de grès marneux et de marnes vertes avec calcaire dolomitique subordonné. Enfin le Keuper est bien développé vers Couches-les-Mines, sous la forme de marnes bariolées avec rognons de calcaire saccharoïde et gypse. Ce dernier est exploité dans la vallée de la Dheune et la présence du sel dans cet étage est indiquée par la source salée de Santenay.

Un autre exemple de la constitution du trias sur les bords du Morvan nous est fourni par la coupe des environs de Mâcon, qui comprend (5) :

Keuper. { Cargneules (1^{m}).
Marnes bariolées gypsifères, avec épigénies de sel gemme (30 à 35^{m}).
Arkose, parfois transformée en quartzite et exploitée pour pavés (20^{m}).

Muschelkalk? Calcaire dolomitique rose ou lie de vin, grès à ciment calcaire avec dents de poissons et *Myophoria Goldfussi*.

Grès bigarré. { Grès généralement grossiers, parfois très silicifiés, quartzeux et feldspathiques, avec empreintes de Labyrinthodontes et *Voltzia heterophylla*.

(1) Jacquot, *Op. cit*, p. 179.
(2) Mourlon, *Géologie de la Belgique*, I, p. 135.
(3) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXII, p. 545; 3e série, IV, p. 741.
(4) *Bull. de la Soc. géol. de France*, XIV, p. 13.
(5) Arcelin, *Explic. de la carte géol. de Mâcon*, 1881, p. 35.

Digitized by Google

D'après cela, le facies des arkoses se répète à diverses hauteurs dans le trias du centre de la France.

Près de Couches-les-Mines, une dolomie calcarifère rosée, avec lit de calcaire compact, qui est située au sommet de l'étage keupérien, renferme *Avicula exilis* avec des natices et des myophories (1) ; elle paraît correspondre à la partie supérieure du Keuper de Lombardie.

Dans l'Auxois, le dépôt du Keuper, formé d'argiles bigarrées alternant avec des arkoses, a été marqué par des épanchements siliceux, de nature calcédonieuse, qui forment au milieu des argiles et des grès des nappes très étendues, des amas lenticulaires allongés, ou encore d'énormes masses irrégulièrement distribuées (2). Aux environs de Corbigny, les nappes siliceuses, superposées au granite, sont recouvertes par les sédiments jurassiques non transformés.

Dans le Jura salinois, le Keuper se compose de trois assises (3) : celle du bas est salifère et puissante de 104^{m} ; celle du milieu, qui est gypsifère, a 50^{m} ; enfin l'assise supérieure, avec schistes et calcaires à *Cypricardia*, *Posidonia*, *Avicula*, possède une épaisseur d'une trentaine de mètres. C'est dans l'assise salifère que s'observent les cristaux de gypse et de polyhalite, qui font défaut dans l'assise gypsifère. Au sommet de la première existe à Pyrmont, à Grozon et à Marnoz une couche de houille d'un mètre. Le gypse de l'assise moyenne est très régulièrement stratifié. M. Marcou attribue sa formation, ainsi que celle du sel gemme, à des sources qui se seraient fait jour dans la mer Keupérienne.

Provence, Languedoc, Corbières, Pyrénées. — Le grès bigarré existe en Provence, au-dessus des grès rouges permiens, sous la forme d'un grès blanc à pavés, à ciment siliceux. Ce grès repose sur un poudingue à galets de quartz blanc et de quartz rose. Dans le Var, à Vallauris, il est remarquable par l'absence totale des éléments feldspathiques, si abondants au milieu du permien sous-jacent (4).

Le muschelkalk de Provence se lie, à la base, au grès bigarré par des marnes bariolées ; ensuite viennent des calcaires avec nombreux lits marneux, où abondent les fossiles, notamment *Terebratula vulgaris* et *Encrinus liliiformis*, puis une série de calcaires offrant l'aspect de brèches à éléments ressoudés sur place.

Le Keuper se divise en une assise inférieure, avec marnes à ciment, gypse et cargneules, et une assise supérieure, formée de dolomies et de cargneules, le tout ensemble ayant 100^{m} d'épaisseur.

Près de Lodève, à Fozière, des empreintes d'un labyrinthodonte (*Chirosaurus Barthi*), se rencontrent dans un grès que les auteurs rapportent au grès bigarré. Un calcaire dolomitique caverneux et des calcaires schisteux séparent ce grès de marnes bariolées, contenant de puissants amas de gypse saccharoïde. A Roujan, les gypses sont recouverts par des cargneules.

(1) Pellat, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 369.
(2) Vélain, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 768.
(3) Marcou, *Mémoires de la Société géol. de France*, 2e série, III.
(4) Hébert, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 768.

Digitized by Google

Aux environs de Neffiez, Fournet a signalé des calcaires marneux impurs, avec schistes marneux gypsifères et contenant les fossiles du muschelkalk, *Lingula tenuissima*, *Lima striata*, *Avicula Bronni*, *Myophoria curvirostris*.

Le trias des Corbières a, d'après M. Magnan, une puissance de 500 à 600m. Le grès bigarré y existe sous la forme de grès poudingues de colorations diverses, alternant avec des argiles. Le muschelkalk est formé de cargneules, de calcaires cariés et de dolomies, avec fossiles indéterminables. Quant au Keuper, il comprend trois sous-étages : l'inférieur, constitué par des grès siliceux et feldspathiques avec des argiles, le moyen, composé de cargneules et de dolomies et le supérieur, consistant en argiles bariolées avec dépôts gypseux.

Le trias de la région pyrénéenne s'observe dans les environs de Bayonne, à la montagne de la Rhune, où l'on voit, reposant sur des schistes et grès rouges permiens; 1° des poudingues à galets roulés et impressionnés, très analogues à ceux du grès vosgien; 2° des grès rouges, plus ou moins bigarrés, devenant blancs et micacés en haut; 3° des argiles feuilletées et versicolores, où l'on peut voir l'équivalent du Keuper (1).

Cotentin, Boulonnais. — Le trias, aux abords du Cotentin, est formé de graviers, de poudingues, de sables, de grès et de marnes rouges, dont l'épaisseur ne paraît pas dépasser 60m. Cet ensemble est la continuation des dépôts triasiques du Somerset et du Devonshire et paraît correspondre seulement à la partie supérieure de l'étage Keupérien (2). En général, les graviers et poudingues sont séparés des marnes rouges par un conglomérat calcaire, devenant magnésien par l'addition de rognons dolomitiques. A Montmartin-en-Graignes, ce conglomérat a 12m de puissance; il contient des galets de grès silurien et de calcaire marbre, soudés par un ciment calcaire à veines spathiques.

On rapporte au trias un poudingue à ciment rougeâtre et à galets calcaires, accompagné de grès et d'argiles rouges ou jaunes, qui, dans le Pas-de-Calais, à Fléchin, Febvin, Audincthun, repose en discordance sur les affleurements sporadiques du système dévonien. A Audincthun, son épaisseur est de 15m (3).

Alpes occidentales. — Dans le massif des Alpes occidentales, le trias affecte un facies spécial, qui l'éloigne sensiblement du type franconien ou vosgien. Sur le versant occidental des massifs cristallins de l'Oisans, le système triasique, généralement très mince, se compose de gypse, d'anhydrite, de dolomie et de sel gemme avec grès et schistes argileux bariolés (4). Mais de l'autre côté de la chaîne de Belledonne, ce système acquiert subitement une épaisseur considérable. Les grès bigarrés deviennent assez durs pour avoir été, à tort, qualifiés de quartzites. Le tunnel de Modane les traverse sur 300m. Au dessus viennent des calcaires magnésiens avec quelques fossiles, représentant atrophié du mus-

(1) Hébert, *Bull. de la Soc. géol.*, 3e série, IX, p. 180.
(2) Ussher, *Quart. Journ. of the geol. Soc. of London*, XXXV, p. 245.
(3) Gosselet, *Esquisse géol. du nord de la France*, p. 170.
(4) Lory, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, I, p. 266, V, p. 761.

Digitized by Google

chelkalk; enfin le tout est couronné par de puissants dépôts de gypse et d'anhydrite, souvent imprégnés de sel (Moutiers, Bourg-Saint-Maurice).

Au lieu d'être intercalés dans des argiles, les gypses se trouvent dans des *schistes gris lustrés*, remplis de mica; cette bande de schistes, qui forme le bassin du Queyras et les vallées de la Tarentaise, se poursuit en Piémont et dans les Grisons. Son épaisseur, de Bardonnèche à Modane, dépasse 4000^{m}.

C'est surtout à M. Alph. Favre que revient le mérite d'avoir constaté, dès 1859, que les cargneules ou calcaires dolomitiques cloisonnés des Alpes, auxquels se relient les dépôts salifères de Bex et de la Tarentaise, formaient un horizon constant à la base de la série jurassique. On a reconnu depuis que, dans les Basses Alpes, il y avait un passage graduel entre le calcaire dolomitique du Keuper et un schiste verdâtre, lustré, calcaréo-talqueux, semblable à celui du Queyras (1). En tout cas, le fait remarquable est l'immense augmentation d'épaisseur du trias lorsqu'on a franchi la ligne des massifs cristallins allant des Alpes maritimes aux Alpes Bernoises par le mont Blanc et l'Oisans. On en peut conclure que le trias de cette partie des Alpes s'est déposé dans des détroits encaissés, soumis à un phénomène d'enfoncement continuel (2).

Il existe dans le massif du mont Blanc une arkose, à laquelle sont subordonnés les amas de jaspe de Saint-Gervais, et que M. Alph. Favre a assimilée au grès bigarré (3). Cette arkose est recouverte par une assise de cargneules. M. Daubrée (4) a signalé l'analogie des jaspes de Saint-Gervais avec ceux du grès bigarré de Plombières, qui doivent leur origine à des infiltrations quartzeuses survenues sur le bord d'un massif granitique.

§ 5

TRIAS ALPIN

Divisions générales. — Le trias de la région des Alpes orientales offre une constitution tout à fait différente de celle du type franconien ou vosgien. A l'exception du grès qui en forme la base et qui est un véritable tuf de porphyre, toutes les assises du système sont de formation marine et contiennent une association de formes fossiles secondaires avec des types paléozoïques. Il est remarquable même que cette association soit surtout évidente dans les parties du trias alpin qui représentent le Keuper et où de puissantes assises de dolomies ou de marbres se substituent à la forme classique des marnes bariolées. Les gisements de sel continuent cependant à s'y montrer; mais tandis que le sel du Wurtemberg est concentré dans le muschelkalk et celui de la Lorraine dans le Keuper gypsifère, c'est à la hauteur du Kohlenkeuper que paraissent devoir être rangées

(1) Garnier, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIX, p. 624.
(2) Lory, *loc. cit.*
(3) *Recherches géologiques*, 1867, III.
(4) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, III, p. 782.

Digitized by Google

les assises salifères du Salzkammergut, en même temps qu'une autre série de gisements du même genre est enclavée à la base du trias alpin, dans des couches synchroniques du röth franconien.

La connaissance des subdivisions du trias alpin est de date relativement récente. Elle est due surtout aux travaux des géologues autrichiens, MM. Emmrich, von Hauer, von Klipstein, Laube, Lipold, von Mojsisovics, von Richthofen, Stache, Suess et Foetterle, ainsi qu'aux études de MM. Benecke, Escher de la Linth, Gümbel, etc. Nous nous bornerons à faire ressortir les traits principaux de ce facies si intéressant d'un système qui, avant ces découvertes, n'était connu que par ses types littoraux ou terrestres.

Le tableau suivant résume, d'après M. Credner (1), le synchronisme des assises dans les principaux districts alpins.

<table>
<tr><th>ASSISES.</th><th>BAVIÈRE
ET
TYROL SEPTENTRIONAL.</th><th>TYROL MÉRIDIONAL.</th><th>PAYS DE SALZBOURG.</th></tr>
<tr><td rowspan="4">Keuper gypsifère.</td><td>Cargneule et gypse.
Gypse.</td><td>Couches de Heiliger Kreuz sur le plateau du Schlern.</td><td rowspan="4">Couches à Cardita crenata.</td></tr>
<tr><td>Oolithe à Cardita.</td><td rowspan="3">Couches de Raibl à Myophoria Kefersteini.</td></tr>
<tr><td>Grès de Lunz, avec plantes du grès de Stuttgart.</td></tr>
<tr><td>Couches à Halobia.</td></tr>
<tr><td>Keuper inférieur (Kohlenkeuper).</td><td>Calcaire du Wetterstein à Chemnitzia Rosthorni, avec intercalations de couches de Saint-Cassian.</td><td>Dolomie du Schlern.
Couches de Saint-Cassian.</td><td>Calcaire de Hallstadt.
Couches de Zlambach.
Calcaire de Reichenhall.
Formation salifère du Salzkammergut.</td></tr>
<tr><td>Calcaire de Friedrichshall.</td><td>Couches de Partnach, à Equisetum arenaceum et Halobia Lommeli.</td><td>Couches de Wengen à Daonella.
Calcaire de Buchenstein.</td><td>Couches à Daonella d'Aussee.</td></tr>
<tr><td>Groupe de l'anhydrite et Wellenkalk.</td><td colspan="3">Calcaire de Virgloria et Dolomie de Mendola à Retzia trigonella et Spirifer Mentzeli.</td></tr>
<tr><td>Röth.</td><td colspan="3">Couches de Werfen et de Guttenstein. Couches de Seiss à Posidonia Claræ Couches de Campil à Ceratites cassianus et Naticella costata.</td></tr>
<tr><td>Grès bigarré.</td><td colspan="3">Grès de Gröden et couches de Werfen (in part.).</td></tr>
</table>

Quelques détails sont nécessaires au sujet de ces diverses assises, dont la

(1) *Traité de géologie*, Paris, 1879, p. 404.

Digitized by Google

figure 314 indique la succession régulière aux environs de Saalfelden, tandis que

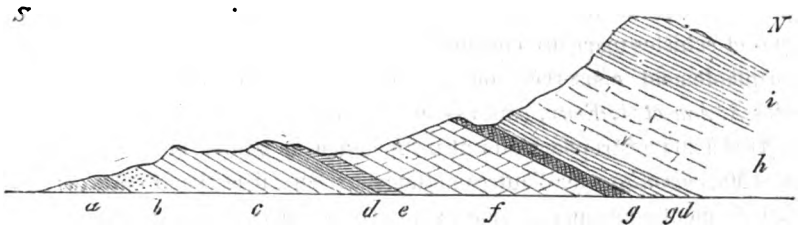

Fig. 314. — Coupe du système triasique près de Saalfelden (d'après Mojsisovics).

a, couches de Werfen; *b*, couches de Guttenstein; *c* et *d*, calcaires de Virgloria; *e*, calcaire rouge en plaquettes; *f*, calcaire du Wetterstein; *g*, couches à Cardita; *g d*, dolomie; *h*, calcaire à coraux; *i*, calcaire du Dachstein.

la figure 315 fait connaître leur allure dans le remarquable massif du Schlern.

Étages inférieurs. — I. *Étage vosgien.* Le grès de Gröden, qui est dépourvu de restes organiques, occupe dans la vallée de l'Adige des surfaces étendues.

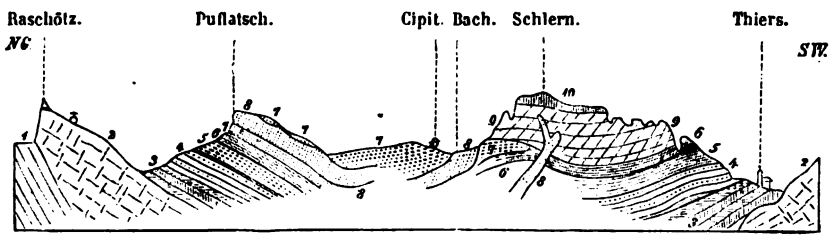

Fig. 315. — Coupe du trias dans le massif du Schlern (d'après Richthofen).

1, micaschiste; 2, porphyre quartzifère; 3, grès rouge; 4, couches de Seiss; 5, couches de Campil; 6, muschelkalk; 7, couches de Wengen; 8, porphyre augitique; 9, dolomie du Schlern; 10, couches de Raibl.

On regarde comme l'équivalent du Röth franconien les couches de Werfen, de Guttenstein, de Seiss et de Campil. Ce sont des schistes micacés rouges ou des schistes sableux d'un gris verdâtre avec argiles schisteuses et intercalations de gypse et de sel gemme. Les fossiles de cette assise sont *Ceratites Cassianus*, *Posidonia Claræ*, *Lingula tenuissima*, *Myophoria costata*, *Rhizocorallium Jenense*, *Naticella costata*, etc.

II. *Étage franconien.* L'horizon du Wellenkalk est représenté par des calcaires ondulés, riches en bitume et en silice, rarement marmoréens, avec *Ceratites binodosus*, *Ammonites Studeri*, *Terebratula vulgaris*, *Gervillia socialis*, *Pecten discites*, *Myophoria vulgaris*, *Encrinus liliiformis*. La dolomie de Mendola, qui vient ensuite, correspond au groupe de l'anhydrite: c'est une dolomie massive, ne contenant que des polypiers et des restes indéterminables d'ammonites de la famille des *Globosi*. Enfin on peut rapporter au calcaire de Friedrichshall les calcaires noirs en plaquettes, avec rognons de silex, de Buchenstein et les schistes avec tufs porphyriques de Wengen. Cet ensemble, qui contient *Halobia* (*Daonella*) *Lommeli*, *Ammonites Archelaüs*, *Posidonia Wengensis*, est attribué par M. de Mojsisovics (1) à la base du Kohlenkeuper.

(1) *Die Dolomitriffe von Südtirol.*

Digitized by Google

Keuper alpin. — III. *Étage Keupérien.* 1° Les *couches de Saint-Cassian*, par lesquelles débute le trias supérieur, sont des tufs de porphyre augitique avec marnes et schistes marneux oolithiques. On y trouve, à la Seisser Alp, une faune remarquablement conservée, où plus de 37 espèces d'ammonites, parmi lesquelles *A. Aon et A. Eryx*, sont associées à 3 espèces d'orthocères (*O. elegans*, etc.)(1) et à 205 gastropodes offrant un mélange de genres paléozoïques (*Bellerophon* et *Murchisonia*) avec d'autres nettement secondaires. Des *Productus* (*P. Leonardi*) viennent confirmer le facies ancien de cette faune si curieuse.

La dolomie du Schlern, qui a 1000^{m} d'épaisseur, est massive, cristalline et grenue, avec druses tapissées de cristaux dolomitiques. Toute trace de stratification y a disparu et rien n'est extraordinaire comme les gigantesques aiguilles aux parois verticales, telles que le Langkofl, que forme cette dolomie. Sa teinte d'un blanc rosé et l'absence complète de végétation la signalent d'ailleurs de loin, non moins que ses contours étranges, au voyageur qui parcourt la haute vallée de l'Adige. Evidemment ces dolomies, aujourd'hui massives, résultent de la transformation d'un calcaire primitivement stratifié, par des émanations magnésiennes dont la source est facile à trouver dans les éruptions de porphyre augitique dont le Tyrol méridional a été le théâtre. Seulement, d'accord avec M. de Richthofen, M. de Mojsisovics croit que les masses calcaires n'étaient pas originairement continues et constituaient de véritables récifs coralliens (2).

Les couches de Saint-Cassian ont pour équivalent, sur le versant nord des Alpes, les couches de Partnach, qui correspondent aussi à l'horizon d'*Halobia Lommeli*. Sur le flanc nord des Alpes, dans le pays de Salzbourg, l'ensemble des couches de Saint-Cassian et du Schlern, équivalent du Kohlenkeuper, est représenté par les *calcaires de Hallstadt*. Ce sont des marbres rouges, roses ou blancs, bariolés, de 250 à 300 m. de puissance, contenant, avec *Orthoceras alveolare*, *O. reticulatum*, *O. dubium*, de très grandes ammonites telles qu'*Ammonites Metternichi* et des bivalves, *Monotis salinaria*. A cette assise se rapportent les gîtes salifères de Hallstadt et d'Ischl, exploités depuis la plus haute antiquité.

M. de Mojsisovics (3) sépare le calcaire de Hallstadt en deux assises : l'inférieure, à *Ammonites Metternichi*, dont il fait l'étage *norique* ou tout au moins la partie supérieure de cet étage ; et les couches à *Amm. Wengensis* et *A. triadicus*, formant la base de l'étage *carnique*.

2° Les *couches de Raibl*, qui terminent le Keuper dans le Tyrol méridional, sont, sur le plateau du Schlern, des couches sableuses, oolithiques et ferrugineuses à *Myophoria Kefersteini*, ou des calcaires marneux et des marbres coquilliers avec *Perna aviculæformis*. Mais à Raibl même la série est plus complète et comprend des marnes et calcaires à *Myophoria Kefersteini*, que surmontent des calcaires noirs à *Ammonites Joannis Austriæ* et des dolomies contenant *Perna aviculæformis*,

(1) Il convient de mentionner l'opinion de M. de Mojsisovics, pour qui beaucoup des orthocères du trias alpin seraient des *bélemnitides* du genre *Aulacoceras*.

(2) *Die Dolomitriffe von Südtirol*, 1879.

(3) *Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt*, XIX, p. 91.

Digitized by Google

Corbula Rosthorni, *Anoplophora Münsteri*. Cette dernière espèce, caractéristique de la dolomie de Beaumont, dans le trias franconien, vient confirmer le classement des couches de Raibl au sommet du Keuper.

Dans le Tyrol septentrional, le facies de cette assise se rapproche davantage de celui du trias allemand et l'on voit les couches à *Halobia rugosa* et à *Cardita crenata* alterner avec des grès semblables au grès de Stuttgart, à *Equisetum columnare*, *Pterophyllum Jægeri*, et des cargneules gypsifères. Dans la basse Autriche, le grès à végétaux se développe beaucoup aux dépens des autres assises et renferme de la houille exploitable.

M. de Mojsisovics attribue encore à l'étage Keupérien la *Grande Dolomie* ou *Dolomie principale* (*Hauptdolomit*), assise de dolomie grenue, d'une épaisseur considérable, qui contient seulement des restes de poissons, comme *Semionotus* et supporte des calcaires en plaquettes avec *Rissoa alpina*. D'autres auteurs font de cette assise la base de l'étage rhétien.

Lombardie, Silésie, Balkans. — Le trias de la Lombardie, très analogue à celui du Tyrol méridional, comprend, d'après M. Curioni (1), les subdivisions suivantes :

8. Assise à *Avicula exilis*. Calcaires et dolomies à *Gyroporella annulata* et *Megalodus Gümbeli*.
7. Assise à *Gervillia bipartita*. Calcaire marneux fossilifère à *Myoconcha lombardica*, *Myophoria Kefersteini*.
6. Calcaire et dolomie métallifère, avec *Ammonites* du groupe des *globosi*.
5. Assise à *Ammonites* (*Trachyceras*) *Aon*. Dolomie et calcaire à *Halobia Lommeli*, *Pterophyllum Jægeri*.
4. Argile gypsifère sans fossiles.
3. Calcaire dolomitique farineux et cargneules, avec traces de *Myacites fassaensis*.
2. Schistes argileux métallifères (*Servino*) à *Posidonia Clarœ*, *Encrinus liliiformis*.
1. Conglomérat et grès bigarré à *Naticella costata* et *Myacites fassaensis*.

L'assise 1 correspondant à l'étage vosgien, les assises 2, 3 et 4 formeraient l'étage franconien, tandis que 5 et 6 représenteraient le Kohlenkeuper et 7 et 8 le Keuper gypsifère.

Le facies alpin du trias coexiste quelquefois, dans une certaine mesure, avec le facies franconien; c'est ainsi que, dans le muschelkalk silésien, on observe, à la partie inférieure de l'étage, des formes alpines, *Rhynchonella decurtata*, *Terebratula angustata*, *Spirifer Mentzeli*, *Retzia trigonella*, *Encrinus gracilis*. Ces fossiles se rencontrent dans une assise, puissante de 170^{m}, de calcaire gris, caverneux, à encrines, avec *Terebratula vulgaris* et *Myophoria vulgaris*, que surmontent 10^{m} de dolomies marneuses et 20^{m} de calcaire, dit d'Opatowitz, avec *Ceratites nodosus*, sauriens et poissons. De plus, on a récemment découvert, dans le Wellenkalk silésien, une riche faune de céphalopodes, *Ammonites Buchi*, *A. Ottonis*, *A. Strombecki*, *Nautilus bidorsatus*, etc. (2).

Le trias des Balkans offre les mêmes caractères que celui de la Silésie. Au dessus de grès rouges, correspondant au grès bigarré, on observe un muschel-

(1) *Geologia delle provincie Lombarde*, 1877.
(2) Noelling, *Zeits. der deutsch. geol. Ges.*, XXXII, p. 300.

Digitized by Google

kalk où *Terebratula vulgaris*, *Lima striata* et *Pecten Albertii* sont associés à *Retzia trigonella* et *Spiriferina fragilis*.

§ 6

TYPES ÉTRANGERS DIVERS DU TRIAS

Angleterre. — La composition générale du trias anglais ou *nouveau grès rouge* (*new red sandstone*), peut être exprimée par le tableau suivant (1):

Marnes bariolées (*Variegated Marls*) (150 à 600m).	6. Marnes rouges avec couches d'argile marneuse, accidentellement micacée et contenant des veines de gypse et de sel gemme; crustacés (*Estheria*); à la base, dans le Leicestershire, foraminifères.
Lettenkohle (15 à 90m).	5. Grès du Keuper, avec marnes (*waterstones*) intercalées, passant à la base à des grès pâles et à des grès d'un rouge foncé.
	4. Conglomérat calcaire du centre de l'Angleterre. Conglomérat dolomitique de Bristol à dinosauriens.
Étage vosgien (0 à 420m).	3. Grès tendre, rouge brique et bariolé, sans cailloux (0 à 120m).
	2. Grès brun rougeâtre, plus dur, avec cailloux quartzeux, passant à un conglomérat avec calcaire (0 à 150m).
	1. Grès tendre rouge brique, sans cailloux (0 à 150m).

La figure 316 fait connaître la coupe générale du système dans le Shropshire.

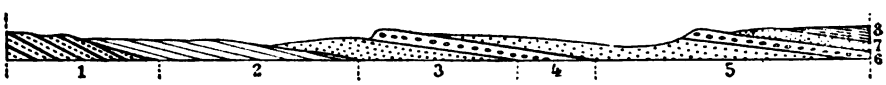

Fig. 316. — Coupe générale du trias dans le Shropshire (d'après M. Ramsay).

1, terrain houiller; 2, grès rouges et marnes du permien; 3, grès rouges du grès bigarré; 4, conglomérat; 5, grès rouge; 6, conglomérat de la base du Keuper; 7, grès blancs et rouges; 8, marnes rouges (*new red marl*).

Le grès bigarré contient, à Clive et Harmour, des taches de carbonate de cuivre. On y observe aussi des empreintes de *Chirotherium*.

Dans le Devonshire méridional, le trias comprend (2) :

5. Marnes supérieures	415m	2. Marnes inférieures	183m
4. Grès supérieur	150m	1. Grès inférieur et brèche	300m
3. Conglomérats	30m		

Enfin, dans les comtés du centre, l'épaisseur du système est de 950 mètres. Il n'y a d'ailleurs aucune discordance de stratification sérieuse entre les termes qui le composent, de telle sorte qu'il est rationnel d'admettre que l'étage franconien y trouve sa représentation, soit dans les conglomérats dolomitiques, soit plutôt dans la partie supérieure des marnes de l'assise 2 du Devonshire. Du reste, la disparition du facies calcaire de l'étage franconien est progressive à mesure qu'on s'éloigne de la Lorraine. Ainsi, à Sarrebrück, le wellenkalk est déjà représenté par des couches arénacées. Plus au nord, le facies sableux envahit tout le muschelkalk moyen; enfin, à l'Attert, la puissance totale du calcaire dans cet étage descend entre 1m,20 et 1m,30.

(1) Etheridge, *Quart. Journ. of the geol. Society*, XXVI, p. 174.
(2) Ussher, *Quart. Journ. geol. Soc. of London*, XXXII, p. 393.

Digitized by Google

C'est dans le conglomérat dolomitique qu'on a découvert les ossements des *Thecodontosaurus antiquus*, *Palæosaurus cylindrodon* et *P. platyodon*. La même assise a fourni, dans le pays de Galles, des traces de *Brontozoum* (1).

Le grès du keuper contient des ossements et des empreintes de pas de labyrinthodontes, ainsi qu'un poisson, *Dipteronotus cyphus*.

Dans les marnes rouges, dont la puissance varie de 150 à 600 mètres, on trouve une couche de grès blanc, avec cristaux pseudomorphiques de sel gemme, renfermant *Estheria minuta*, *Pullastra arenicola*, des dents d'*Hybodus Keuperi* et des traces de *Labyrinthodon giganteus*. C'est à ce niveau qu'on trouve, en Ecosse, les *Steganolepis Robertsoni* (crocodilien) et *Telerpeton elginense*.

Le sel gemme se présente dans l'étage en masses lenticulaires rougeâtres, atteignant jusqu'à 60 mètres d'épaisseur.

Sur la côte méridionale du Devonshire, à Budleigh Salterton, le conglomérat triasique est formé de galets de quartzites siluriens et dévoniens, qui paraissent avoir été empruntés à des roches primaires, dont l'affleurement serait actuellement masqué par les eaux de la Manche.

Afrique. Asie. — Il existe dans des dépôts lacustres, probablement triasiques, du sud de l'Afrique, tout un groupe de reptiles carnivores, dont les os présentent une remarquable analogie avec ceux des mammifères marsupiaux. On sait que M. Owen a proposé le nom de Thériodontes (2) pour cet ordre, dont la première apparition paraît avoir eu lieu à l'époque permienne. La *formation de Karoo*, qui contient ces reptiles, appartiendrait donc, au moins en ce qui concerne les couches dites de Beaufort, au trias, ainsi que le *groupe de Panchet* de l'Himalaya, qui renferme des débris de reptiles d'affinités triasiques.

En outre, la région himalayenne offre des couches marines triasiques pourvues d'une faune où M. Beyrich a reconnu beaucoup des espèces du trias alpin, notamment *Ammonites binodosus* et *A. Studeri*.

Amérique du Nord. — Le trias de l'Amérique du nord affleure dans trois régions distinctes : celle des Apalaches et celle des Montagnes-Rocheuses, où il offre un type voisin du faciès arénacé de l'Europe septentrionale et la région du Pacifique, où ses caractères sont ceux des dépôts alpins.

Le trias des Apalaches forme des bandes étroites, mais qui se prolongent, sur tout dans le Connecticut, avec des caractères uniformes sur de grandes étendues. C'est un grès d'un rouge brun, parfois constitué à l'état de véritable arène granitique, avec schistes et conglomérats, ayant au moins 1000 mètres de puissance et présentant de nombreuses traces de clapotement des vagues, ainsi que des empreintes de gouttes de pluie. Le dépôt des couches a été interrompu par des éruptions mélaphyriques et, dans le bassin du Mississipi, on y observe des marnes et des grès rouges avec gypse. Quelques couches de houille sont subordonnées au trias, notamment à Richmond et dans la Caroline du Nord.

(1) *Quart. Journ. geol. Soc. of London*, XXXV, p. 511.
(2) *Geol. Soc. of London*, 2 février 1876.

Digitized by Google

Les végétaux de l'étage sont, comme en Europe, *Equisetum columnare*, *Pterophyllum longifolium*, *Voltzia heterophylla*. Les traces de labyrinthodontes abondent dans le Connecticut, où l'on a compté plus de 12000 empreintes. Les géologues américains ont également signalé dans cet étage un petit mammifère didelphe, *Dromatherium silvestre*, qui serait le plus ancien représentant connu de cette classe. Mais il est à remarquer que les dépôts marins jurassiques faisant absolument défaut dans la contrée, il n'est nullement impossible que les assises supérieures de ce qu'on a décrit comme trias appartiennent déjà à l'étage rhétien (1). Ainsi s'expliquerait l'apparition du *Dromatherium* et celle de certains végétaux qui, en Europe, ne descendent pas dans l'étage keupérien.

De même qu'en Europe, le cuivre se montre dans les dépôts triasiques américains; on le rencontre dans le New-Jersey et dans le Connecticut.

A l'est des Montagnes Rocheuses, le trias est constitué par des grés rouges, des marnes bariolées gypsifères et quelques assises magnésiennes. Son épaisseur varie entre 600 et 1800m.

Bassin du Pacifique. Régions arctiques. — M. Whitney a reconnu que, sur les côtes du Pacifique, depuis le Mexique jusqu'à la Colombie anglaise, le trias supérieur est représenté par des couches que leurs caractères paléontologiques relient à celles de Hallstadt et de Saint-Cassian. Les régions les plus fossilifères sont les montagnes de Humboldt et le comté de Plumas en Californie. Quatre des espèces fossiles recueillies sont identiques avec des formes européennes. Comme à Hallstadt, il y a mélange d'orthocères et de goniatites avec des nautiles, des cératites et des ammonites globuleuses et les acéphalés dominants appartiennent aux genres *Halobia*, *Monotis*, *Avicula*, *Pecten*, *Myophoria*. Les couches à *Monotis* ont d'ailleurs été retrouvées jusque dans la péninsule d'Alaska.

C'est encore au facies alpin que se rapportent les dépôts triasiques reconnus au Spitzberg par M. M. Nordenskjoeld et Blomstrand et où M. Lindström a déterminé *Halobia Lommeli*, *Ceratites Malmgreni*, *Ammonites Gaytani*, avec les genres *Posidonia*, *Encrinus*, *Monotis* et des vertébrés, *Ichthyosaurus*, *Acrodus* (2). La roche dominante est un schiste argileux noirâtre, avec bancs calcaires et couches de coprolithes. Çà et là on observe dans le schiste d'immenses nodules calcaires, parfaitement arrondis, au milieu desquels se rencontrent souvent de gigantesques ammonites.

En terminant ce chapitre, il convient de faire remarquer que les dépôts triasiques à facies alpin ne se rencontrent que dans les pays où les couches ont subi des bouleversements notables. Ce fait s'explique sans difficulté; car les dépôts en question, ayant un caractère pélagique bien accentué, n'ont pu être amenés au jour, en général, qu'à la faveur de mouvements capables de procurer l'émersion de fonds de mer autrefois éloignés des rivages.

(1) Dana, *Manual*, 1875, p. 403.
(2) *Geol. Magazine*, 1876, p. 72.

Digitized by Google

TABLEAU DU SYNCHRONISME DES ASSISES TRIASIQUES

ÉTAGES.	FRANCONIE.	VOSGES.	MORVAN.	RÉGION ALPINE.	ANGLETERRE.
KEUPÉRIEN.	Gypskeuper.	Marnes bariolées. Marnes gypsifères avec sel.	Cargneules. Marnes bariolées gypsifères.	Couches à Cardita crenata.	Variegated marls.
	Lettenkohle.	Marnes bariolées sans gypse.	Arkoses.	Calcaire de Hallstadt. Formation salifère du Salzkammergut. Couches de Saint-Cassian.	Grès du Keuper avec Waterstones.
FRANCONIEN.	Calcaire de Friedrichshall. Groupe de l'Anhydrite et du Sel. Wellenkalk.	Muschelkalk à Cératites. Dolomie, marnes et gypse. Dolomie et grès coquillier.	Calcaire dolomitique et grès calcaire.	Couches à Daonella. Calcaire de Virgloria et Dolomie de Mendola.	Conglomérats dolomitiques et calcaires.
VOSGIEN.	Röth. Grès bigarré principal. Grès bigarré inférieur.	Marnes parfois gypsifères. Grès à Voltzia. Grès des Vosges.	Grès à Voltzia. Arkose d'Antully.	Couches de Werfen, Seiss et Campil. Grès de Gröden.	Superior new red Sandstone.

CHAPITRE II

SÉRIE JURASSIQUE : Iᵉ SYSTÈME LIASIQUE

§ 1

GÉNÉRALITÉS SUR LA PÉRIODE LIASIQUE

Caractères généraux de la période. — La *série jurassique* comprend, comme son nom l'indique, un ensemble de dépôts particulièrement développés dans les montagnes du Jura, où cette série comporte une division naturelle en deux systèmes. Dans celui qui occupe la base dominent en général les sédiments marneux ou arénacés. Nous le désignerons sous le nom de système *liasique*, en y comprenant le *lias* et l'*infralias* des auteurs. Le système supérieur est celui auquel appartiennent toutes les couches de calcaire *oolithique* du Jura et du bassin anglo-parisien; ce sera pour nous le système *oolithique*.

Digitized by Google

La période liasique inaugure un ordre de choses sensiblement différent de celui qui avait prévalu aux époques précédentes. Les couleurs vives et si étrangement bariolées des sédiments triasiques ont disparu; le sel gemme et le gypse cessent de se déposer; aucune roche éruptive ne se manifeste à la surface et des dépôts, d'abord arénacés, puis marneux et très chargés de carbonate de chaux, préparent, en quelque sorte, l'avènement d'une période où, dans presque toute l'Europe, devenue un archipel de coraux, il ne va plus, pour ainsi dire, se déposer que des calcaires.

Le continent, durant cette première période, ne s'accroît pas d'une manière sensible et, en France, le Plateau Central reste nettement séparé à la fois de l'Armorique, des Vosges et du massif alpin. Néanmoins son relief paraît se prononcer et l'on commence à entrevoir, à côté des types végétaux de localités humides, ceux qui caractérisent les stations sèches. D'ailleurs quelques dépôts schisteux avec couches de houille attestent qu'il existe encore, en certains points, des lagunes et des étangs où les débris de la végétation terrestre viennent s'entasser. Les reptiles nageurs atteignent un développement remarquable et les mammifères font leur apparition par quelques genres de petite taille, de la famille des didelphes. Enfin, tandis que les ammonites, dont le trias avait vu le premier épanouissement, déploient une extrême variété de formes, un nouveau genre de céphalopodes, celui des bélemnites, jonche de ses débris les plages où se déposent la vase et la marne; en même temps les huîtres du genre gryphée pullulent au point de constituer des bancs entiers.

Faune liasique. — Dès le début de la période liasique, l'embranchement des vertébrés s'enrichit d'une nouvelle classe, celle des mammifères, représentée par un petit marsupial, *Microlestes antiquus*: même, d'après quelques auteurs, cette classe aurait commencé à se montrer vers la fin du trias dans le *Dromatherium sylvestre* de la Caroline du Nord.

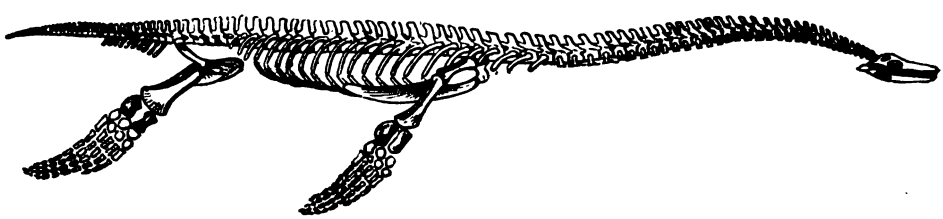

Fig. 317. — *Plesiosaurus dolichodeirus*, Conyb., du sinémurien de Lyme Regis.

Les *crocodiliens*, à tête très réduite et protégée par d'épaisses plaques osseuses, offrent les genres *Mystriosaurus*, *Pelagosaurus* et *Macrospondylus*. Mais, parmi les reptiles, la prépondérance appartient aux énaliosauriens ou reptiles nageurs, et surtout aux gigantesques *Ichthyosaurus* et *Plesiosaurus* (fig. 317) dont l'infériorité relative est attestée par leurs vertèbres biconcaves, analogues à celles des poissons. D'autres genres déjà connus dans le trias, *Nothosaurus*, *Belodon*, etc., remplissent de leurs ossements certaines couches de la base du système.

Digitized by Google

Les poissons se montrent en grand nombre; ce sont des squales, *Hybodus*, *Acrodus*, *Saurichthys*, etc., et des ganoïdes, mais à queue homocerque, *Lepidotus*, *Ptycholepis*, etc.

Les *insectes*, *coléoptères* et *hyménoptères*, ont laissé leurs débris en grand nombre dans quelques-unes des couches liasiques de l'Angleterre et de l'Argovie.

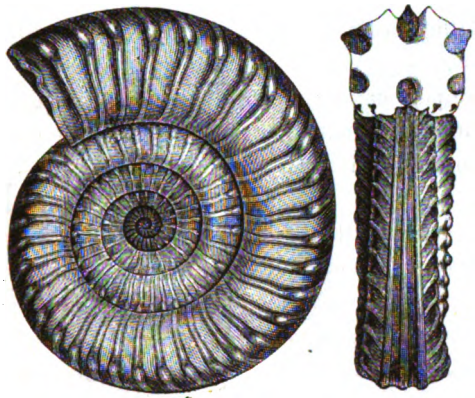

Fig. 318.

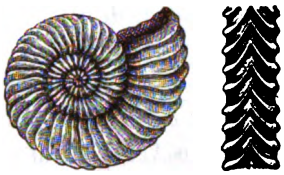

Fig. 319.

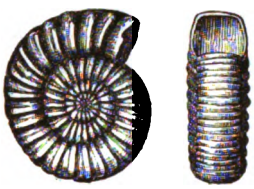

Fig. 320.

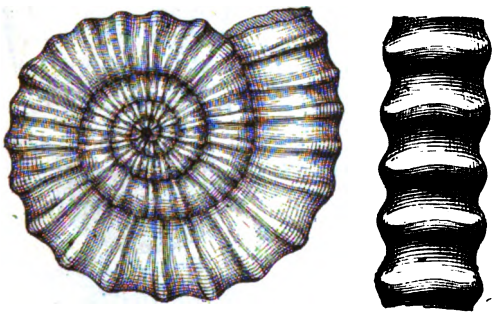

Fig. 321.

Fig. 322.

Fig. 318. *Ammonites* (*Arietites*) *Bucklandi*, Sow., du sinémurien. — Fig. 319. *Amm.* (*Schlotheimia*) *angulatus*, Schloth., de l'hettangien.— Fig. 320. *Amm.* (*Deroceras*) *armatus*, Sow., du toarcien.— Fig. 321. *Amm.* (*Deroceras*) *planicosta*, Sow., du liasien. — Fig. 322. *Amm.* (*Ludwigia*) *opalinus*, Reinecke, du toarcien.

Parmi les mollusques dominent les céphalopodes et spécialement les *Ammonites* (fig. 318 à 325) et les *Belemnites* (fig. 326 à 329). Au nombre des sous-

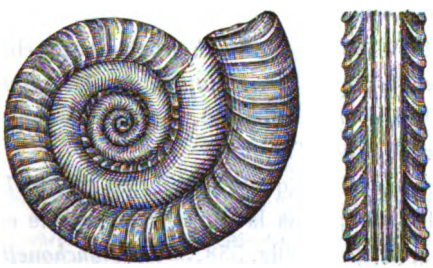

Fig. 323.

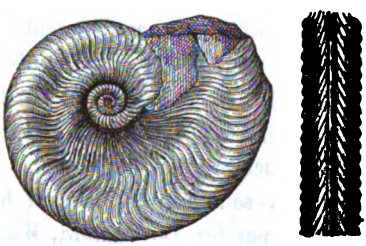

Fig. 324.

Fig. 323. *Ammonites* (*Hildoceras*) *bifrons*, Brug., du toarcien. — Fig. 324. *Amm.* (*Licceras*) *serpentinus*, Schloth., du toarcien.

Digitized by Google

genres entre lesquels les ammonitidés peuvent être répartis, il convient de citer, comme plus spécialement caractéristiques de la période liasique, les *Ægoceratidés*, *Ægoceras*, *Schlotheimia* (fig. 319), *Psiloceras*, *Liparoceras*, *Deroceras* (fig. 320, 321), *Dactylioceras*, les *Amalthéidés* (fig. 325) et les *Harpocératidés*, surtout ceux des sous-genres *Arietites* (fig. 318), *Ophioceras*, *Hammatoceras*, *Lioceras*, *Ludwigia* (fig. 322), etc.

Fig 325

Fig. 326

Fig. 327.

Fig. 328.

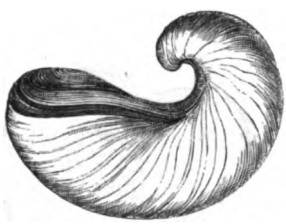

Fig. 330.

Fig. 329.

Fig. 331.

Fig. 325. *Amm.* (*Amaltheus*) *margaritatus*, Montf., du liasien. — Fig. 326. *Belemnites brevis*, Bl. (*B. acutus*, Miller), du sinémurien. — Fig. 327. *Bel. paxillosus*, Schloth., du liasien. — Fig. 328. *Bel. clavatus*, Schloth., du liasien. — Fig 329. *Bel. irregularis*, Schloth. (*B. digitalis*), du toarcien. — Fig. 330. *Gryphæa arcuata*, Lam., du sinémurien. — Fig. 331. *Avicula contorta*, Portl., du rhétien.

Les gastropodes, moins nombreux, sont représentés par *Turbo*, *Trochus*, *Pleurotomaria*, *Ampullaria*, *Eucyclus*, *Littorina*, etc.

Les lamellibranches abondent; ce sont d'abord les huîtres à crochet recourbé, *Gryphæa* (fig. 330 et 334), puis les *Pecten* (fig. 332), *Lima*, *Pinna*, *Plicatula* (fig. 335), *Avicula* (fig. 331), *Cardium*, *Pholadomya*, *Panopæa*, *Astarte*, *Posidonia* (fig. 336), *Cardinia* (fig. 333), *Hettangia*, *Mytilus*, *Trigonia*.

Quelques brachiopodes voisins des genres paléozoïques, *Spiriferina* (fig. 337), *Leptæna*, se montrent dans la faune liasique; mais la plus grande place est occupée par les *Terebratula*, *Waldheimia* (*Zeilleria*) (fig. 338, 339), *Rhynchonella* (fig. 340), etc.

Les oursins sont peu nombreux et appartiennent surtout aux *Diadema* et *Diademopsis*. En revanche, les crinoïdes pullulent comme individus et les tiges,

Digitized by Google

parfois même les calices de *Pentacrinus* (fig. 341) se montrent à profusion dans

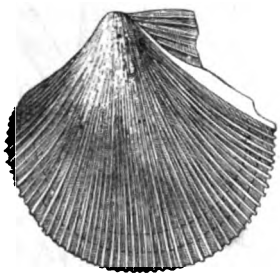

Fig. 332.

Fig. 333.

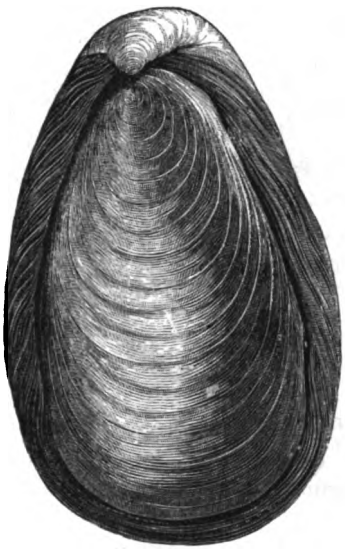

Fig. 334.

Fig. 335.

Fig. 336.

Fig. 332. *Pecten valoniensis*, Defr., de l'hettangien du Cotentin. — **Fig. 333.** *Cardinia concinna*, Sow., de l'hettangien. — **Fig. 334.** *Gryphæa regularis*, Desh. (*G. cymbium* ; auct.), du liasien. — **Fig. 335.** *Plicatula* (*Harpax*) *spinosa*, Sow., du liasien. — **Fig. 336.** *Posidonia Bronni*, Voltz, du toarcien.

certaines couches. Il y a peu de polypiers, si ce n'est des *Montlivaultia* (fig. 342)

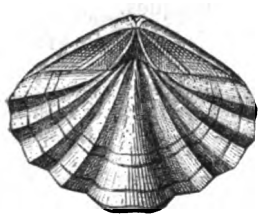

Fig. 337.

Fig. 338.

Fig. 339.

Fig. 340.

Fig. 341.

Fig. 337. *Spiriferina Walcotti*, Sow., sp., du sinémurien. — **Fig. 338.** *Waldheimia* (*Zeilleria*) *quadrifida*, Lam., du liasien. — **Fig. 339.** *Waldheimia* (*Zeilleria*) *numismalis*, Lam., du liasien. — **Fig. 340.** *Rhynchonella cynocephala*, Rich., du toarcien supérieur. — **Fig. 341.** *Pentacrinus scalaris*, Mill. du sinémurien.

et *Thecocyathus*, et les foraminifères sont presque tous microscopiques et disséminés au milieu des marnes.

Flore liasique. — La flore liasique offre des conifères, *Araucarites*, *Baiera*

Digitized by Google

(fig. 343), *Palissya*, *Schizolepis*, mais surtout des cycadées et spécialement des

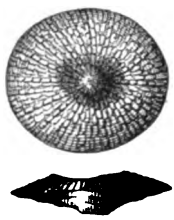

Fig. 342.

Fig. 343.

Fig. 344.

Fig. 342. *Montlivaultia Guettardi*, Bl., de l'hettangien. — Fig. 343. *Baiera Münsteriana*, Hr. du rhétien. Fig. 344. *Podozamites distans*, Presl., du rhétien.

espèces de terrains humides, *Podozamites* (fig. 344), *Pterozamites*, *Pterophyllum*, *Nilssonia*.

Les fougères appartiennent aux genres *Clathropteris*, *Thinnfeldia*, *Sagenopteris*, *Tæniopteris* et la présence de leurs débris dans des schistes charbonneux témoigne qu'il s'agit là aussi de végétaux habitant des régions marécageuses. C'est à la base du système liasique, dans les couches à insectes d'Angleterre, qu'apparaissent les premiers monocotylédonés.

Enfin on rapporte aux fucoïdes, *Chondrites*, *Sphærococcites*, des empreintes répandues en très grande abondance dans certains schistes liasiques.

Les caractères de la végétation de la période accusent à la fois une grande monotonie et l'absence de zones climatologiques bien définies.

Divisions de la période liasique. — Le système liasique peut se diviser en cinq étages :

Le premier forme, entre le Keuper et la série jurassique proprement dite, une zone de passage à caractères mixtes qui, suivant les localités, paraît se relier intimement tantôt au trias, avec lequel beaucoup d'auteurs l'ont décrite, tantôt au lias. M. Levallois avait donné aux assises qui la composent le nom de *couches de jonction*. C'est le *grès infraliasique* des auteurs de la Carte géologique de France. On lui donne aujourd'hui communément le nom d'étage *rhétien* (1), parce que c'est dans les Alpes rhétiques que cette division a paru offrir le plus d'indépendance. Très souvent on emploie pour cet étage le nom de *bone-bed* ou lit à ossements, afin de rappeler qu'en beaucoup de points de l'Europe, à commencer par l'Angleterre, on y trouve une brèche de dents et d'ossements de vertébrés. Enfin une autre désignation très usitée est celle de *zone à Avicula contorta*.

(1) En 1861, M. C. Moore a proposé le nom de *Rhætic beds* (*Quart. Journ. geol. Soc. of London.* XVII) et M. Gümbel en a fait l'étage rhétien (*Rhætische Stufe*).

Digitized by Google

Au-dessus du rhétien se place ce que nous appellerons avec M. Renevier l'étage *hettangien*, dont le type est offert par le grès d'Hettange; c'est l'*infra-lias* de la plupart des géologues et le *lias blanc* des Anglais.

Ensuite vient la série du *lias* proprement dit, ainsi nommé d'une désignation locale usitée en Angleterre pour les bancs calcaires, généralement minces, qu'on y remarque. Le lias ou *Jura noir* des Allemands (ce nom rappelant la couleur dominante de ses schistes) comprend trois étages : le *sinémurien*, qui a son type dans l'Auxois, aux environs de Semur (et qui, dans la pensée de d'Orbigny, créateur de cette dénomination, englobait aussi l'hettangien); le *liasien* ou lias moyen, dont M. Mayer a fait en 1874 son étage *charmouthien* (1), et le lias supérieur, appelé *toarcien*, parce que c'est à Thouars que se trouve l'un de ses types fossilifères les plus nets.

§ 2

LE SYSTÈME LIASIQUE DANS LA LORRAINE, LE LUXEMBOURG ET LES ARDENNES

Grès infrallasique de la Lorraine. — Le type de l'étage rhétien dans la région lorraine est le *grès de Vic* (*grès infraliasique* d'Élie de Beaumont), ayant pour équivalents, dans la Moselle le grès de *Kédange* et, dans le Luxembourg, la base du grès dit de *Martinsart*.

En Lorraine, cet étage, qui repose sur les marnes bariolées du Keuper et qui est lui-même recouvert par une couche de 5 à 6^{m} de marnes rouges, a une puissance moyenne de 12^{m} et l'on y observe communément, du haut en bas :

5. Poudingue à petits cailloux roulés quartzeux, à ciment argilo-siliceux, avec débris de vertébrés (*bone-bed*).
4. Grès verdâtre à grains grossiers et mal cimentés.
3. Marne grise sableuse, schistoïde, micacée et pyriteuse.
2. Grès jaune micacé, rempli de taches manganésées.
1. Grès jaune micacé, manganésifère.

Vers le milieu, à Marsal et à Flocourt, se trouve un banc plus calcarifère, avec *Avicula contorta*. Les autres fossiles de l'étage sont : *Gervillia præcursor*, *Mytilus minutus*, *Schizodus cloacinus*, *Protocardium rhæticum*, *Anatina præcursor*, dents de *Saurichthys*, *Gyrolepis*, *Hybodus*, *Acrodus*.

A Kédange, le grès a 24^{m}; les 5^{m},80 du haut sont formés par une succession de grès et de marnes où l'on observe trois lits différents de poudingue à vertébrés. Le tout est recouvert par 4 ou 5^{m} d'argiles rouges. A Villers-sur-Semois, le *bone-bed* est rudimentaire, mais il existe un lit calcarifère à *Avicula contorta*.

Dans toute cette région, par les espèces de poissons qui s'y trouvent contenues et par le retour uniforme, au sommet, d'une assise de marnes rouges, le rhétien offre des affinités triasiques dominantes; mais son indépendance comme étage n'en est pas moins manifeste.

(1) De Charmouth en Angleterre.

Digitized by Google

Lias lorrain. — La figure 345 (1) fait connaître la disposition habituelle du lias dans la Moselle, où le sinémurien forme un plateau incliné, se terminant à

Fig. 345. — Disposition habituelle du système liasique dans la Moselle (d'après M. Jacquot).

1, keuper; 2, rhétien; 3, hettangien et sinémurien; 4, calcaire à *Amm. Davœi* et marnes; 5, marnes à ovoïdes; 6, grès médioliasique; 7, marnes à posidonies; 8, grès supraliasique, oolithe ferrugineuse et marne micacée; 9, oolithe bajocienne.

l'est par un escarpement dont la crête est à 500 ou 350^{m} d'altitude. A l'ouest, ce plateau vient buter, généralement par une faille, contre le pied d'une pente composée de liasien et de toarcien et couronnée par l'oolithe.

La série des couches est la suivante :

Toarcien (100 à 110^{m}).	Marnes micacées.....	(15 à 20^{m}).
	Oolithe ferrugineuse.	
	Grès supraliasique...	
	Marnes à posidonies.	(80 à 90^{m}).
Liasien (70 à 80^{m}).	Grès médioliasique, à *Gryphæa regularis* et à Bélemnites.	
	Marnes à ovoïdes ferrugineux, à *Amm. margaritatus*.	
	Calcaire à *Amm. Davœi* et marnes (20 à 25^{m}).	
Sinémurien (40 à 45^{m}).	Assise à *Belemnites brevis*.	
	« à *Ammonites bisulcatus*.	
Hettangien. (4^{m}).	Assise à *Amm. angulatus*.	
	« à *Amm. planorbis*.	

L'hettangien est très peu développé dans la plus grande partie de la Lorraine; le sinémurien, caractérisé par l'abondance de *Gryphæa arcuata* et *Pentacrinus*, comporte des bancs calcaires très réguliers, de 0^{m},10 à 0^{m},40, alternant avec des marnes ou des argiles en lits plus épais. Les marnes qui accompagnent le calcaire à *Amm. Davœi* sont celles qui, près de Nancy, renferment *Hippopodium ponderosum*. Les marnes à ovoïdes ferrugineux ou *calcaire noduleux* du liasien sont remarquables par leurs nodules arrondis de carbonate de fer argileux, se débitant en plaquettes concentriques. Les marnes à posidonies, pourvues de nodules analogues aux ovoïdes du liasien, mais plus calcaires, sont gypsifères et renferment les *Amm. bifrons*, *A. serpentinus*, *A. radians*.

Quant à l'oolithe ferrugineuse, activement exploitée, elle est formée de petits grains bruns d'hydroxyde de fer, agglutinés par un ciment argileux et ferrugineux. Ses fossiles caractéristiques sont *Ammonites opalinus*, *A. insignis*, *Belemn. abbreviatus*, *Gryphæa ferruginea*, *Trigonia navis*. Cette oolithe, dite *minette*, fait partie d'une zone ferrugineuse remarquablement étendue, qu'on suit depuis l'Ardèche jusqu'en Luxembourg. Quelques auteurs la rattachent au système oolithique, auquel elle paraît se souder intimement en Lorraine.

(1) Jacquot, *Description géologique de la Moselle*, p. 209.

Digitized by Google

Golfe du Luxembourg. — La présence du grès et du sable, à divers niveaux, dans le lias de la Moselle, indique une tendance générale du bassin à l'ensablement. Cette tendance se prononce de plus en plus à mesure qu'on se rapproche du Luxembourg, où la plupart des assises qui viennent d'être énumérées ne se trouvent plus qu'à l'état de sable ou de grès.

L'hettangien de cette région se divise en deux zones; à la base, la zone à *Amm. planorbis* (3 à 12^{m}), qui se compose de marnes noirâtres, bitumineuses ou charbonneuses, alternant avec des lits de calcaire enfumé fétide. On y trouve *Cardinia Deshayesi*. La zone à *Amm. angulatus*, qui vient ensuite, forme le grès d'Hettange proprement dit et atteint 60 mètres de puissance dans le triangle formé par Hettange, Luxembourg et la Rochette. En général, il y a deux niveaux fossilifères, l'un à la base, l'autre au sommet; le premier est riche en *Cardinia*. La faune du grès d'Hettange comprend : *Littorina clathrata*, *Cardinia concinna*, *Lima valoniensis*, *Pecten valoniensis*, *Plicatula hettangiensis*, *Hettangia ovata*, *Montlivaultia Guettardi*, etc. Un assez grand nombre de végétaux ont été trouvés dans cette assise. Ce sont des fougères, *Thaumatopteris exilis*, *Dictyophyllum Nilssoni*, *Thinnfeldia incisa* et des cycadées, *Cycadites rectangularis*, *Otozamites Terquemi*, *O. major*.

Le grès d'Hettange, qui est mélangé de couches vaseuses, se relie intimement par sa partie supérieure au sinémurien. Aussi ses dernières assises peuvent-elles être regardées comme représentant la zone à *Amm. bisulcatus*, tandis que le grès dit *de Luxembourg* équivaudrait au reste de l'étage sinémurien.

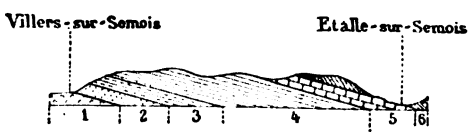

Fig. 346. — Coupe du rhétien et de l'hettangien dans le bassin de la Semois (d'après MM. Terquem et Piette).

1, keuper; 2, rhétien; 3, grès, marnes et calcaires de l'hettangien inférieur; 4, marnes à *Amm. angulatus*; 5, calcaires à *Montlivaultia Guettardi*; 6, calcaire gréseux à *Hettangia ovata*.

La figure 346 (1) fait connaître la disposition du rhétien et de l'hettangien dans le bassin de la Semois.

Dans le Luxembourg belge, le facies arénacé de l'étage hettangien est moins prononcé et la zone à *Amm. angulatus* est représentée par la *marne de Jamoigne* (2), qui offre un passage progressif de l'hettangien au sinémurien, comme l'exprime la série suivante :

Marne de Jamoigne.	Assise à *Montlivaultia Guettardi.*	Horizon à *G. arcuata* = Zone à *A. bisulcatus.*	
		Horizon à faune hettangienne.	
	Assise à *Montilvaultia Haimei.*	Horizon à faune hettangienne.	Zone à *A. angulatus.*
		Horizon à *Astarte*, *Cardinia* et *Ostrea irregularis.*	

(1) Piette et Terquem, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XIX, p. 353.
(2) Dewalque, *Bull. Acad. roy. de Belgique*, 1853-1854.

Digitized by Google

Le Sinémurien supérieur existe sous la forme de la *marne de Strassen*, équivalent des dernières assises du grès de Luxembourg.

Le liasien a pour type arénacé le grès de Virton avec le *macigno* d'Aubange et, pour type marneux, les marnes d'Arlon. Quant au toarcien, c'est la marne téguline de Grandcourt, associée à un psammite ferrugineux qui passe peu à peu à la limonite oolithique de Mont-Saint-Martin, Musson et Halanzy.

Ardenne française. — La zone à *Amm. planorbis* est absente ou rudimentaire dans l'Ardenne française. La zone à *A. angulatus* se montre à Renwez, à Aiglemont et à Saint-Menge, sous la forme d'un poudingue calcarifère à galets dévoniens, surmonté de grès et de calcaire arénacé, le tout n'ayant que 5 mètres. A Aiglemont, MM. Terquem et Piette reconnaissent, dans le sinémurien :

5. Marnes et calcaires à *Montlivaultia Guettardi*.
4. — — à *Amm. angulatus*.
3. Grès et marnes à faune d'Hettange et *A. angulatus*.
2. Grès à *Montlivaultia Haimei*, lumachelle à *Orthostoma* et *Cerithium*.
1. Grès et conglomérat à *Amm. planorbis* (0m,30).

Quant au lias proprement dit, dont la figure 347 fait connaître la coupe, il

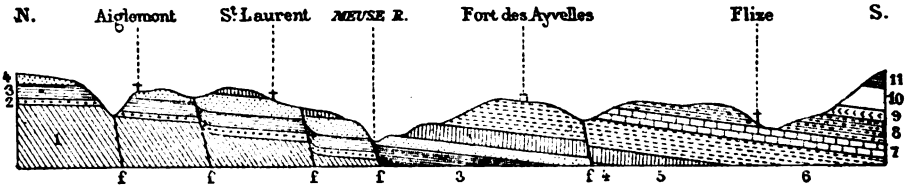

Fig. 347. — Coupe du lias aux environs de Mézières (d'après M. Gosselet).

1, schistes dévoniens; 2, hettangien; 3, zone à *Amm. bisulcatus*; 4, zone à *Bel. acutus*; 5, zone à *Amm. planicosta*; 6, zone à *Bel. clavatus*; 7, zone à *Amm. spinatus*; 8, zone à *Amm. serpentinus*; 9, zone à *Amm. Murchisonæ*; 10, zone à *Amm. Blagdeni*; 11, zone à *Ostrea acuminata*; f, f, failles.

comporte dans cette région les divisions suivantes (1) :

Toarcien.	Limonite de Longwy à *Amm. opalinus*, *A. aalensis*, *Ostrea ferruginea*, *Trigonia navis*. Marne à *Amm. radians*, *A. bifrons*, *A. Raquinianus*, *Bel. compressus*, *B. acuarius* (20m). Marne de Flize à *Amm. serpentinus* (40m d'argile noire schisteuse et pyriteuse et 50m de marnes), avec *Posidonia Bronni*, *Bel. tripartitus*, *B. irregularis*; exploitée comme *cendre* pour l'agriculture.
Liasien.	Calcaire ferrugineux à *Amm. spinatus*, *Bel. paxillosus* et *Amm. Birchi* (40m). Marne à *Bel. clavatus* (50m), avec *Bel. paxillosus*, *Amm. capricornus*, *Gryphæa regularis*, *Pecten æquivalvis*. Calcaire sableux à *Amm. planicosta*, de Romery et Saint-Laurent, près Mézières (20m), avec *Waldh. numismalis*, *Gryphæa regularis*, *Plicatula spinosa*.
Sinémurien.	Calcaire sableux à *Bel. acutus* de Romery et Sedan (calcaire à pavés, 40m), avec *Amm. bisulcatus*, *Cardinia Listeri*, *Pinna Hartmanni*, *Gryphæa arcuata*, *Spiriferina Walcotti*. Marnes à *Amm. bisulcatus* (40m); c'est le calcaire à chaux hydraulique de Warcq et de Charleville. *Lima gigantea*, *Gr. arcuata*.

Dans l'ouest du département des Ardennes, aux environs de Signy-l'Abbaye, ainsi qu'auprès d'Hirson, dans l'Aisne, le liasien devient presque tout entier mar-

(1) Gosselet, *Esquisse géol. du nord de la France*, pp. 183-188.

Digitized by Google

neux et la zone à *A. spinatus* se transforme en une assise de marnes argileuses noires, faciles à confondre avec les marnes de Flize, mais beaucoup moins riches en reptiles et contenant d'ailleurs *Pecten æquivalvis* et *Spiriferina tumida* (1).

Dans les mêmes parages, autour d'Hirson et de Maubert-Fontaine, le liasien forme, à la surface des terrains primaires, de petits gisements coquilliers, analogues à ceux qui occupent la même situation dans le Calvados (2).

§ 3

LE SYSTÈME LIASIQUE DANS LA BOURGOGNE ET LES RÉGIONS VOISINES

A. ÉTAGE RHÉTIEN

Bourgogne. — On peut donner, comme type de l'étage rhétien de la Bourgogne, la coupe des environs de Couches-les-Mines (3). Elle offre, du haut en bas:

3. Calcaire siliceux, ferrugineux, chamois; grès grossiers, marnes versicolores et calcaires cloisonnés à *Avicula contorta*, *Gervillia præcursor*, avec un *bone-bed* à *Saurichthys acuminatus*, *Gyrolepis tenuistriatus* (environ 3m,50).
2. Calcaire gris siliceux, à chaux hydraulique, à *Avicula contorta*, *Plicatula interstriata*, *Myophoria inflata*, avec un *bone-bed* à *Sargodon tomicus* et *Hybodus minor* (2m).
1. Grès à *Avicula contorta*, *Anatina præcursor*, *Mytilus minutus*, *Clathropteris platyphylla*, avec un *bone-bed* à poissons (8m).

Ainsi il y a trois *bone-beds* distincts; tous trois abondent en débris de grands sauriens et les grès renferment de nombreuses empreintes végétales.

Tandis que, à Couches-les-Mines et à Auxy, *Avicula contorta* se rencontre fréquemment, soit avec *Ostrea Hisingeri*, soit avec *Protocardium rhæticum* et *Anatina præcursor*, à Rive-du-Bois ce fossile fait défaut et l'on observe deux grès superposés : à la base, un grès à végétaux, avec *Equisetum arenaceum*, *Tæniopteris tenuinervis*, *T. vittata*, *Clathropteris platyphylla*, etc.; au sommet, un grès à *Mytilus* (*M. minutus*, *M. psilonoti*, *M. Hoffmanni*, etc.) et à *Pullastra* (*Schizodus*).

Enfin, si le rhétien se lie pétrographiquement au Keuper, d'autre part il repose transgressivement sur ce dernier et ses affinités paléontologiques sont plutôt avec la série jurassique.

Dans l'Auxois proprement dit, le rhétien a de 2 à 3 mètres et se compose surtout de grès, avec marnes, lumachelles et calcaires marneux (4). Ses fossiles sont les mêmes que ceux de l'Autunois; aux espèces déjà énumérées, nous ajouterons *Cardium cloacinum* et *Pecten cloacinus*. L'étage se termine ordinairement par un petit banc couvert de débris d'annélides et quelquefois d'astéries. A Pouilly, on y observe des lits calcaréo-marneux qui fournissent le *ciment noir* de Pouilly, bien distinct du ciment gris de la même localité, subordonné à l'étage liasien.

(1) Sir, *Ann. de la Soc. géol. du Nord*, VIII, p. 208.
(2) D'Archiac et Piette, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XVIII, p. 567.
(3) Pellat, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXII, p. 563. — 3e série, IV, p. 740.
(4) Collenot, *Description géol. de l'Auxois*, p. 112. — *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 784.

Digitized by Google

A Thostes, près de Semur, on voit 0m,50 à 1m,50 de lits argileux offrant un mélange de fossiles rhétiens et hettangiens, superposés à une assise d'arkose, arénacée ou argileuse, dont l'épaisseur varie de 1 à 5 mètres et où l'on remarque des taches vertes et bleues de carbonates de cuivre.

Franche-Comté, Berri. — En Franche-Comté, le rhétien, épais d'environ 15 mètres, débute par un *bone-bed*, que surmontent les grès de Maillot (1), à *Cardium cloacinum*, *Mytilus minutus*, etc., alternant avec des calcaires cloisonnés, des grès et des marnes noires ou bariolées.

A Chalindrey, l'étage se compose de 0m,10 de grès ferrugineux à *Avicula contorta*, reposant sur 4 mètres de grès blanc ou jaune à *Discina Babeana* et *Gervillia inflata*. Au-dessus de ce système, à Provenchères, se trouve un *bone-bed* où de nombreux restes de vertébrés sont associés à *Pholadomya corbuloides*, *Cardinia mactroides*, *Schizodus Ewaldi*, *Mytilus minutus*, *Pecten Valoniensis*. Le tout est recouvert par une couche de marnes jaunes et bigarrées.

En Berri, autour de Saint-Amand, c'est aussi une assise de marnes rouges et vertes qui termine en haut le rhétien. Au-dessous viennent des schistes calcaires à *Mytilus*, surmontant un grès dolomitique à empreintes végétales. Ce même grès devient, sur la rive gauche du Cher, une arène grossière bariolée, qu'on exploite pour la verrerie. L'épaisseur de l'étage est difficile à fixer, parce qu'il se relie intimement au Keuper sous-jacent; on peut l'évaluer à une quarantaine de mètres; on y observe des amas de jaspes qui contiennent, près de la Châtre, les fossiles de la zone à *Avicula contorta*.

B. ÉTAGE HETTANGIEN

Bourgogne. — L'hettangien de la Bourgogne, toujours peu épais, se divise en deux assises, constituant par leur ensemble l'*infralias* de Leymerie; l'assise inférieure est la *Lumachelle de Bourgogne* ou *pierre bise* des carriers; l'autre est le calcaire jaunâtre marneux dit *foie de veau*. Dans l'Auxois, la lumachelle, ou zone à *Amm. planorbis*, est le vrai gisement d'*Ostrea irregularis* ou *O. Hisingeri*. On y trouve de nombreuses cardinies, *Cardinia sinemuriensis*, *C. trapezium*, *C. Listeri*, *C. hybrida*, etc., avec *Amm. tortilis*, *A. Burgundiæ* et beaucoup de fossiles d'Hettange. C'est à cette zone, épaisse de 2 à 4 mètres, qu'appartiennent les minerais de fer de Thostes et Beauregard, parfois silicifiés au voisinage d'une faille. A Vic-sous-Thil, la lumachelle est imprégnée de galène et de barytine.

Quant au *foie de veau*, il est assez constant et peut être représenté par la coupe de Leurey (2).

Zone à *Amm. angulatus*.	0m,10. Marne blanchâtre, sans fossiles. 0m,25. Calcaire argileux jaunâtre, très fossilifère.
Zone à *Amm. liasicus*...	0m,30. Calcaire argileux jaunâtre, marbré de roux, assez dur, peu fossilifère. 0m,10. Marne jaune sans fossiles.

(1) J. Martin, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XVII, p. 865.
(2) Collenot, *op. cit.*, p. 158.

Digitized by Google

Les espèces du foie de veau sont *Amm. Burgundiæ*, *A. Moreanus*, *Littorina clathrata*, *Cerithium gratum*, *Cardinia Listeri*, *Lima Hettangiensis*, etc. A Mazenay, cette assise devient ferrugineuse et donne le minerai exploité par le Creusot.

A Gueunan, près d'Autun, les deux zones hettangiennes se confondent en une seule assise à *Pecten Pollux*, *P. Thiollierei*, *Diademopsis serialis*, *Corbula Ludovicæ*, *Cypricardia porrecta*, *Amm. angulatus* (1).

Franche-Comté, Berri. — Les deux zones à *Amm. planorbis* et *A. angulatus* sont représentées en Franche-Comté par des calcaires bleus ; la première, épaisse de 0m,55, contient *Ostrea irregularis ;* la seconde, puissante de 1m,55, renferme *Littorina clathrata*, *Pecten Valoniensis* et des Cardinies (2).

A Chalindrey, l'hettangien est un calcaire sableux, qui n'a qu'un mètre d'épaisseur, mais qui renferme de nombreux fossiles, notamment des Cardinies, avec *Amm. angulatus* et *A. planorbis*.

En Berri, le même étage est formé par un calcaire dur dit *calcaire pavé* de Saint-Amand (calc. à dalles de Liénesse), offrant une couche marneuse abondante en *Ostrea irregularis* avec quelques moules des gastropodes d'Hettange. A Saint-Amand, où le système liasique est disloqué par plusieurs failles, dont la figure 348 donne une idée (3), le calcaire hettangien a 40 mètres ; les 10 mètres

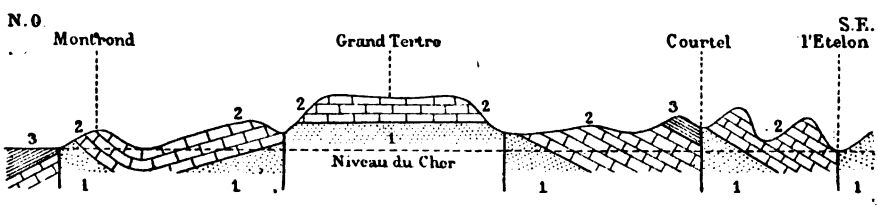

Fig. 348. — Coupe des environs de Saint-Amand (d'après M. Dagincourt).
1, étage rhétien ; 2, calcaire hettangien ; 3, lias.

inférieurs sont très fossilifères, surtout en haut, et contiennent, avec les huîtres, *Natica angulata*, *N. obliqua*, *N. carinata*, *N. obtusa*, *Mytilus productus*, ainsi que des écailles de ganoïdes et des restes de conifères (*Brachyphyllum*). Les 30 mètres supérieurs sont des calcaires marneux et dolomitiques, d'un blanc jaunâtre, pauvres en fossiles, excepté vers le haut, où l'on retrouve *Ostrea irregularis* avec *Mytilus glaber* et *Plicatula hettangiensis*.

C. LIAS PROPREMENT DIT

Auxois. — Dans l'Auxois et l'Avalonnais, le lias, dont la figure 349 fait connaître la disposition la plus habituelle, se compose des assises suivantes (4) :

(1) Pellat, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 709.
(2) J. Martin, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XVII, p. 865.
(3) Dagincourt, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, IX, p. 236.
(4) Collenot, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VII. Compte rendu de l'excursion de la Société géol. aux environs de Semur en 1879.

Digitized by Google

Toarcien.	4. Marnes bleues avec lentilles gréseuses, à *Cancellophycus liasicus* (8 à 10m).
	3. Marnes à *Turbo subduplicatus* (4 à 6m).
	2. Marnes avec bancs solides, à *Amm. complanatus* (8m).
	1. Marnes à posidonies et lumachelle à *Amm. serpentinus* (5 à 10m).
Liasien.	3. Calcaire noduleux ou à Gryphées géantes (15m), comprenant :
	c. Zone à *Amm. acanthus;*
	b. — *Pecten æquivalvis;*
	a. — *Amm. Zetes.*
	2. Marnes micacées, souvent pyriteuses (60m).
	1. Calcaire à ciment de Venarey (12m) ou calcaire à bélemnites, comprenant :
	d. Zone à *Amm. Davœi;*
	c. — *A. Henleyi;*
	b. — *A. Venarensis;*
	a. — *A. Valdani.*
Sinémurien (7 à 8m)	3. Zone à *Amm. stellaris* et *Waldheimia cor*, avec nodules phosphatés.
	2. — *A. Bucklandi*, avec quelques nodules phosphatés.
	1. — *A. rotiformis.*

Le sinémurien ou calcaire à gryphées arquées (*pierre noire* des carriers), est formé de bancs noduleux et irréguliers, séparés par des assises marneuses. Près

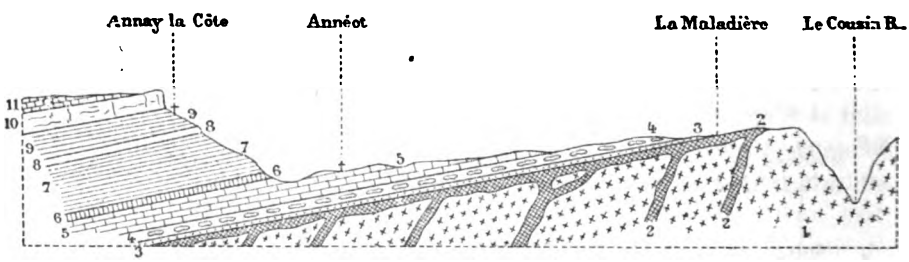

Fig. 349. — Coupe des environs d'Avallon (d'après M. Vélain).

1, granulite; 2, quartz d'épanchement triasique; 3, zone à *Amm. planorbis*; 4, calcaire noduleux à *Amm. angulatus;* 5, calcaire à gryphées arquées; 6, calcaire à ciment de Venarey; 7, marnes micacées; 8, calcaire à gryphées géantes; 9, marnes et calcaire à ciment de Vassy; 10, calcaire à entroques; 11, couches à *Amm. procerus.*

de Thostes, il est entièrement converti en une masse siliceuse noirâtre avec nids de barytine et cristaux de quartz, parfois de fluorine. Ces bancs siliceux contiennent aussi du cuivre, du fer et du plomb.

Les principaux fossiles du sinémurien de l'Auxois sont : *Belemnites acutus, Amm. bisulcatus, A. geometricus, A. Birchi, A. oxynotus, A. obtusus, A. raricostatus, Pleurotomaria gigas, Lima gigantea, Gryphæa arcuata, G. obliquata, Spiriferina Walcotti, S. pinguis, Pentacrinus tuberculatus.* Dans les bancs supérieurs, la gryphée arquée s'élargit peu à peu, perd son sillon et passe à la gryphée géante (*G. regularis* ou *G. cymbium* des auteurs) du liasien.

Le liasien inférieur ou *calcaire à bélemnites* abonde en *B. paxillosus, B. niger, B. clavatus;* il contient aussi les *Amm. margaritatus, A. capricornus, A. fimbriatus, Waldheimia numismalis, Rhynchonella variabilis, Pentacrinus basaltiformis.* Les marnes micacées ne renferment guère que des foraminifères microscopiques. A leur partie supérieure s'observe une zone à *Lingula Voltzi.* Quant au calcaire noduleux à gryphées géantes, ses fossiles principaux sont, avec *G. regularis,*

Digitized by Google

Belemnites Bruguieri, B. elongatus, Amm. spinatus, Plicatula (Harpax) spinosa, P. Parkinsoni, etc.

Le toarcien est riche en *Bel. acuarius*. C'est à la base, dans la zone *A. serpentinus*, que se trouve la pierre à ciment exploitée à Vassy, près d'Avallon. A Thisy, cette zone offre, sur 8m,40, sept bancs à ciment d'une puissance totale de 1m,05, séparés par des schistes bitumineux à *Posidonia Bronni*, contenant de 2 à 3 % d'huile minérale, avec des vertèbres de sauriens. A Rome-Château, près de Mazenay, cet horizon est représenté par des calcaires fissiles avec nombreux poissons. Les *Amm. Desplacei, A. Holandrei, A. heterophyllus*, habitent la même zone, tandis qu'*Amm. bifrons* caractérise, avec *Turbo capitaneus*, la zone à *A. complanatus* et que l'horizon de *Turbo subduplicatus* renferme *Amm. crassus, Belemnites tripartitus, Pecten pumilus, Leda rostralis, Nucula Hammeri, Thecocyathus mactra*.

Berri. — Le lias du Berri offre, aux environs de Saint-Amand, les subdivisions suivantes (1) :

I. *Sinémurien*. 4 à 5m de calcaire marneux jaunâtre, à *Gryphæa obliquata*, ne représentant que la partie supérieure de l'étage ; aussi, à son contact, le calcaire hettangien est-il corrodé et perforé par des lithophages.

II. *Liasien*. 80 à 90m de marnes et de calcaires marneux, offrant, de bas en haut, les zones ci-après. 1° z. à *Gryphæa regularis*, avec *Spiriferina Walcotti, S. pinguis, S. Hartmanni;* 2° z. à *Amm. raricostatus ;* 3° z. à *Amm. ibex*, très riche, aux Cottards, en petites ammonites (*A. Valdani, A. centaurus, A. Henleyi*, etc.) et en *Waldheimia numismalis;* 4° z. à *Amm. Davœi;* 5° z. à *Amm. margaritatus;* 6° z. à *Amm. spinatus* avec *Waldheimia quadrifida* et *Spiriferina rostrata*.

III. *Toarcien*. 60m de marnes et d'argiles, présentant, de la base au sommet, la succession suivante : 1°, 5m de marnes à *Amm. Holandrei;* 2°, 0m,10 de schistes à posidonies; 3°, 0m,10 de calcaire à poissons lépidostés ; 4°, 15m de schistes à posidonies; 5°, 30m d'argiles à nodules calcaires avec *Bel. acuarius, Amm. bifrons, A. cornucopiæ, A. Raquinianus;* 6°, 10m d'argiles ocreuses sans fossiles ; 7°, couche oolithique à *Bel. irregularis, Amm. thouarsensis, Gryphæa sublobata, Rhynchonella cynocephala*.

Haute-Marne, Jura. — Dans la Haute-Marne, le sinémurien a 5m d'épaisseur, tandis que le liasien a 91m et le toarcien 53m,50; le liasien est ferrugineux à plusieurs niveaux et contient même une couche de minerai oolithique à *G. regularis*. De même, le toarcien se termine par 2m de minerai oolithique à *Amm. aalensis* et *Bel. irregularis*.

La composition du lias dans le Jura ne diffère pas sensiblement de celle qui a été constatée en Bourgogne et en Lorraine, comme on en peut juger par le tableau suivant, relatif aux environs de Salins (2) :

(1) Dagincourt, *loc. cit.*
(2) Marcou, *Mém. de la Soc. géol. de France*, 2e série, t. III.

Digitized by Google

Toarcien. . .	Grès supérieur et minerai de fer oolithique à *Amm. opalinus*, *A. bifrons* (8 à 20m)	
	Marnes de Pinperdu, à *Trochus* (15m).	
	Schiste bitumineux à posidonies (2 à 3m).	
Liasien. . . .	Marnes à plicatules.	16m
	Marnes à *Amm. margaritatus*.	
	Calcaire à Bélemnites, avec *Bel. acutus*, *B. umbilicatus*.	
	Marnes à *Gryphæa regularis*.	
Sinémurien. .	Galcaire à Gryphées arquées (8m).	

Dans la contrée de Besançon, le sinémurien a 15m, le liasien 30m et le toarcien de 60 à 40m.

§ 4

TYPES FRANÇAIS DIVERS DU SYSTÈME LIASIQUE

Bassin du Rhône. — Aux environs de Lyon, notamment dans le massif du Mont-d'Or, l'étage rhétien se compose de grès quartzeux, de calcaires roussâtres, à reflets souvent nacrés, de cargneules, de plaquettes dolomitiques couvertes de *Tæniodon præcursor* avec *Gervillia præcursor*. L'ensemble a une quinzaine de mètres. Le *bone-bed* y affecte la forme d'un calcaire rosé, à cassure mate, avec *Myophoria*, sur lequel les dents de poissons se détachent en blanc (1).

Dans le bassin du Rhône, la zone à *Ammonites planorbis*, puissante de 12 à 13m, se compose, en bas, de marnes blanches, de cargneules et de grès ; en haut de calcaire compact, à grain fin, presque blanc ; c'est le *choin-bâtard* du Mont-d'Or lyonnais. Le fossile le plus caractéristique est *Plicatula intusstriata* (2). A Robiac et à Gammal (Gard), ainsi qu'à Mercuer (Ardèche), la faune est très riche et se compose de *Ampullaria angulata*, *Littorina clathrata*, *Cypricardia porrecta*, *Lucina circularis*, *L. arenacea*, *Mytilus productus*, *M. scalprum*, *M. Stoppanii*, *M. Dalmasi*, *Corbula Ludovicæ*, *Lima Valoniensis*, *Pecten Valoniensis*, *P. Pollux*, *P. Thiollierei*, *P. Euthymei*, *Plicatula hettangiensis*, *Ostrea sublamellosa* (*O. irregularis*), *O. Marcignyana*, *Terebratula psilonoti*, *Diademopsis serialis*, *D. minimus*, etc.

La zone à *Amm. angulatus*, dont l'épaisseur est de 6 ou 8m, est formée de calcaires gréseux et de calcaires compacts, fins, durs et fissiles. Aux environs de Lyon, ces calcaires renferment des grains de quartz hyalin (3). Les fossiles y sont souvent silicifiés ; on y trouve : *Acrodus nobilis*, *Amm. angulatus*, *Littorina clathrata*, *Turritella Deshayesi*, *Chemnitzia Dumortieri*, *Cardinia Listeri*, *C. hybrida*, avec les genres *Trochus*, *Turbo*, *Cerithium*, *Orthostoma*, *Montlivaultia*.

Le lias offre, dans le bassin du Rhône, la composition suivante (4) :

(1) Dumortier, *Études paléontologiques*, I, 1864, p. 3.
(2) Id., *op. cit.*, p. 15.
(3) Id., *op. cit.*, p. 100.
(4) Id., *Études paléontologiques*, 1867, 1869, 1874.

Digitized by Google

Toarcien. . . { Zone à *Amm. opalinus* (0m,30 à 3m).
» » » *bifrons* (4m à 25m).

Liasien. . . . { Assise à *Pecten æquivalvis.* { Calcaire lumachelle à *Limea acuticosta* (2 à 3m).
Calcaire sublamellaire à *Ostrea sportella* (2 à 5m).
Marnes et calc. marneux à *Bel. clavatus* (68 à 94m). { 2e Zone à *Tisoa siphonalis.*
Zone » *Lingula Voltzi.*
1e Zone » *Tisoa siphonalis.*
Zone » *Bel. paxillosus.*
» » *Amm. armatus.*

Sinémurien.. { Assise calcaire à *Amm. oxynotus* (7 à 8m). { » » » *planicosta.*
» » » *oxynotus.*
» » » *stellaris.*
» » » *Davidsoni.*
Assise à *Amm. Bucklandi* (13m).

Le toarcien est particulièrement important en raison de l'assise de minerai de fer oolithique qu'il contient et qui est exploitée à la Verpillière; cette assise occupe le sommet de la zone à *Amm. bifrons* et contient *A. serpentinus*, *A. subplanatus*, *A. bicarinatus*, *A. insignis*, *A. crassus*, *A. mucronatus*, *A. cornucopiæ*, *A. sternalis*, etc. Elle est immédiatement recouverte, mais avec une ligne de démarcation nette, par la zone à *A. opalinus*, *A. aalensis*, *A. mactra*, encore ferrugineuse, mais non exploitable.

Provence. — L'épaisseur de l'étage rhétien est plus grande que d'ordinaire dans les Basses-Alpes, où M. Dieulafait signale une zone à *Avicula contorta*, puissante de 20 à 25m et couronnée par 16 à 18m de calcaires compacts noirs et durs sans fossiles. Cette dernière série se retrouve dans le Var, où elle fournit *Myophoria inflata* et *Gervillia præcursor* (1). Quant à la première elle comprend les divisions suivantes :

6. 3m de marnes et calc. marneux, avec plaquettes à *Avicula contorta.*
5. 16m,50 de schistes noirs et de calcaires à *A. contorta*, *Myophoria*, *Plicatula.*
4. 1m,50 de banc calcaire à *A. contorta*, *Gervillia præcursor*, etc. ayant sa base remplie de débris de *Saurichthys*, *Sphærodus*, *Hybodus*, *Acrodus.*
3. 0m,30 à 0m,60 de schistes noirs.
2. 0m,80 à 1m,20 de grès calcarifère à cardinies et *Avicula contorta.*
1. 0m,10 à 0m,15 de schiste noir avec quelques débris de poissons.

C'est dans le massif de la Sainte-Baume que l'on recueille les meilleurs échantillons d'*Avicula contorta.*

Toarcien. . . {
5. Zone à *Amm. opalinus*, avec *A. discoides*. 40m
4. Schistes et calcaires sans fossiles. 43m
3. Zone à *Trochus subduplicatus*. 7m
2. Schistes noirs à *Amm. radians*, avec *Cancellophycus liasicus* à la base 200m
1. Calc. noduleux à *Amm. bifrons*, *A. cornucopiæ*, *Bel. tripartitus*. . . 0m,30

Lacune correspondant aux schistes à Posidonies.

Liasien . . . . {
5. Calcaire gréseux à *Amm. spinatus* 15m
4. Marnes à *Amm. margaritatus* et *Pecten æquivalvis*. 110m
3. Calcaires compacts à *Gr. regularis*, *Amm. centaurus* 60m
2. Calcaires marneux à *Avicula cycnipes*. 80m
1. Calcaires bréchiformes, sans fossiles. . . . . .

Sinémurien. {
2. Zone du *Bel. acutus*, avec *Amm. bisulcatus*, *Gr. arcuata*, *Spirifera Walcotti*, *S. rostrata*. 84m
1. Couches à *A. Bucklandi*, avec *Lima gigantea* et *Gr. arcuata*. . .

(1) Dieulafait, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XIX, p. 610.

Digitized by Google

Le tableau qui précède donne la composition du lias dans la Provence, aux environs de Digne (1), où les trois étages réunis atteignent l'épaisseur considérable de 700m.

Languedoc. — A la Défriche, près de Lodève, le rhétien se compose de 4m de grès blanc, supportant 5m d'une arkose à grain fin, dans laquelle se trouve un banc calcaire de 0m,30 à *A. contorta*. Le tout établit un passage ménagé entre les marnes gypsifères et cargneules du Keuper, d'une part et la zone à *Amm. planorbis*, d'autre part. Cette dernière est représentée par 20m de calcaires blanchâtres dolomitiques et compacts, superposés à 2m de calcaires blancs dolomitiques à Cardinies. A la côte de l'Escandolgue, c'est aussi dans une assise de dolomies, superposée à la zone à *Avicula contorta*, que se rencontre, dans des calcaires non magnésiens, une faune hettangienne à *Cardinia, Ampullaria obtusa* et *Cerithium gratum*. Les couches à gryphées arquées paraissent manquer dans la Lozère et l'Aveyron. Près de Lodève, le liasien à *Amm. margaritatus* surmonte directement l'hettangien.

Quant au toarcien, il est représenté, dans la Lozère, par des schistes bitumineux, dits *schistes carton*, d'une épaisseur de 2 à 13m et divisibles en :

5. Schistes à *Belemn. tripartitus* et *Inoceramus*.
4. Schiste et calcaire à *Amm. serpentinus* et *Bel. gracilis*.
3. Calcaire à poissons (*Ptychodus, Leptolepis, Cephanopleurus, Lepidotus*).
2. Feuillet à *Posidonia Bronni*.
1. Couche de passage à *Monotis substriata*.

Le toarcien est particulièrement riche aux environs de Mende, où les vallées qui serpentent au pied des *causses* présentent des gisements d'ammonites pyriteuses de la zone à *Ammonites bifrons*.

Poitou, Vendée. — Dans la contrée de Thouars, notamment à Vérines, où le toarcien est assez fossilifère pour que d'Orbigny en ait fait le type de l'étage, on observe de haut en bas, sur une épaisseur de 10 à 12m, la série suivante (2).

Calcaire très blanc, à silex, avec *Belemn. tripartitus*.
Calcaire et argile ferrugineuse à *Amm. jurensis*.
Bancs alternatifs d'argile bleue et de calcaire, avec *Amm. insignis, Bel. irregularis*.
Argile bleue, avec *Bel tripartitus, Amm. variabilis, A. radians*.
Calcaire grenu gris, avec *Amm. Thouarsensis*.
Calcaire compact.
Couche mince d'argile ferrugineuse à *Amm. serpentinus*.
Couche puissante de calcaire gréseux, exploité pour la taille.
Couche feuilletée à *Amm. bifrons*.
Couche épaisse de calcaire jaune, avec grains de quartz.
Poudingues et brèches, représentant le liasien.

Un beau gisement fossilifère du liasien s'observe en Vendée, à Saint-Vincent-Sterlange, où l'on recueille d'excellents échantillons des *Belemn. Bruguieri, Amm. capricornus, A. planicosta, Pecten æquivalvis, Plicatula spinosa, Gryphæa*

(1) Garnier, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XIX, p. 630.
(2) D'Orbigny, *Cours de paléontologie stratigraphique*.

Digitized by Google

regularis, etc. Les couches encaissantes sont des calcaires marneux et des marnes très riches en ostracodes et foraminifères microscopiques (1).

Cotentin. — Le rhétien paraît exister en Normandie sous la forme d'un grès dolomitique de 3m au plus d'épaisseur, qui contient des empreintes végétales e qu'on observe au Désert, à Coigny et près de Brévands, sur la lisière orientale du Cotentin (2). Les fossiles, appartenant aux genres *Mytilus*, *Myophoria*, *Hettangia*, etc., indiqueraient avec une certaine probabilité la zone à *Avicula contorta*.

L'étage hettangien comprend, dans le Cotentin, deux assises (3) : 1° à la base, les *marnes à Mytilus minutus*, puissantes de 7 à 8m et contenant *Corbula Ludovicæ*, *Avicula infraliasina*, *Ostrea anomala*, *Diademopsis serialis*; 2° au-dessus, le *calcaire gréseux à cardinies*, dit aussi *calcaire de Valognes* ou *calcaire d'Osmanville*, dont la puissance varie de 10 à 15m. Ce calcaire est constitué par des couches successives de calcaires gréseux, variant du blanc jaunâtre au gris, quelquefois séparées par des lits minces d'argile. Les bancs inférieurs, plus cristallins, contiennent des galets et des polypiers roulés et passent souvent à un vrai poudingue à cailloux quartzeux ou granitiques. Les principaux fossiles sont : *Cardinia concinna*, *Pecten Valoniensis*, *Lima Valoniensis*.

Calvados, Orne. — La composition du lias de Normandie peut être exprimée par le tableau suivant (4) :

Toarcien (6 à 7m).	Calcaire à *Amm. opalinus* (1m à Fontaine-Étoupefour).	
	Marnes moyennes.	Zone à *Bel. irregularis* et *Lima Toarcensis* (1m).
		Zone à *Amm. bifrons* et *A. serpentinus* (1m).
	Argile à poissons de La Caine, Curcy, etc. (3 à 4m).	
Liasien ou Lias à bélemnites (15 à 20m).	Couche à *Leptæna* (0m,10), avec *L. Moorei*, *L. liasina*.	
	Calcaire à *Amm. margaritatus*.	Zone supérieure à *Amm. spinatus*, *Waldheimia quadrifida*, *W. cornuta*, *Gryphæa regularis*.
		Zone inférieure à *Amm. fimbriatus* et *Rhynch. rimosa*.
	Argile schisteuse à *Amm. Davœi* et *Bel. umbilicatus* de Vieux-Pont (1m).	
	Calcaires et argiles à *Waldheimia numismalis*, *Amm. planicosta* et *Spiriferina pinguis*.	
Sinémurien ou Lias à gryphées arquées (30 à 35m).	Calcaires et argiles à gryphées arquées modifiées, avec *Belemn. brevis*, *Waldheimia cor*, *Plicatula spinosa*.	
	Argiles et calcaires marneux à gryphées arquées types, avec *Lima gigantea* et *Amm. bisulcatus*.	

Le liasien à *Leptæna* forme, à Fontaine-Étoupefour et à May, une sorte de récif jurassique, de moins de 2m d'épaisseur, très riche en gastropodes, reposant directement sur le grès silurien et recouvert par un banc de 0m,30 qui représente l'oolithe bajocienne.

Les argiles à poissons de La Caine et Curcy, équivalent des schistes à posidonies de l'est, sont célèbres par les rognons calcaires dits *miches* qu'elles renferment et au milieu desquels on trouve des poissons et des restes de sauriens. Quelques-uns de ces poissons ont encore, dans leur cavité stomacale, de petites

(1) Berthelin, *Revue et magasin de zoologie*, 1879.
(2) Deslongchamps in *Bull. de la Soc. géol. de Normandie*, VI, 1880, p. 199.
(3) Id., *loc. cit.*
(4) Id., *Bull. de la Soc. géol. de Normandie*, VI, pp. 200 à 214.

Digitized by Google

ammonites dont ils faisaient leur nourriture et dont, par suite de cette circonstance, la dernière loge a été exceptionnellement conservée.

Dans l'Orne, le lias est représenté par un grès quartzeux, de couleurs variées, qui a 1m à 1m,50 et dont on observe, à Sainte-Opportune, la superposition directe au grès silurien (1). Les fossiles, *Bel. acutus*, *Straparolus sinister*, *Plicatula Parkinsoni*, etc., semblent indiquer à la fois les trois étages du lias.

§ 5

TYPES ÉTRANGERS DU SYSTÈME LIASIQUE

Angleterre; série de Penarth. — Le rhétien anglais ou *série de Penarth* de M. Ramsay comprend des argiles schisteuses noires avec grès blancs à *Avicula contorta*, supportant un *bone-bed* à vertébrés. L'épaisseur de cet étage dépasse rarement 12 ou 15m. C'est en 1841 que sir P. Egerton fit remarquer les affinités triasiques des poissons du *bone-bed*, *Acrodus*, *Hybodus plicatilis*, *Saurichthys apicalis*, *Gyrolepis tenuistriatus*, *G. Albertii*. Jusqu'alors cette assise avait été attribuée au lias.

Dans une marne grise dure, à la base du *bone-bed*, M. Dawkins a trouvé en 1863, sur la côte de Somerset, une molaire à deux racines qu'on a rapportée au genre *Microlestes*. Auparavant, 27 dents de mammifères de la même famille avaient été découvertes à Frome (Somerset), dans le remplissage d'une fissure verticale traversant le calcaire carbonifère.

Le rhétien anglais est intimement lié au trias, comme le prouvent les lits de marnes rouges et vertes qui alternent à sa base avec les calcaires et les schistes; mais la transition n'est pas moins graduelle avec le lias (2). Sous la dénomination de *rhætic beds*, les géologues anglais réunissent habituellement, à cause de leur concordance, le rhétien et l'hettangien; mais ce dernier est représenté par une assise spéciale, le *lias blanc* de Lyme Regis.

Lias blanc. — Le *lias blanc*, ainsi nommé à cause de sa couleur, qui le distingue du *lias bleu*, auquel il sert de support, contient à Sutton les fossiles de la zone à *Amm. angulatus* et son identité avec le calcaire d'Osmanville est manifeste. Aux environs de Bath, cette assise n'a que 3m, divisés en une vingtaine de lits alternatifs de calcaire compact, de calcaire blanc jaunâtre, de calcaire argileux et d'argile. Elle n'offre de discordance ni avec l'étage rhétien, ni avec le lias bleu : *Ostrea liasica* et *Modiola minima* lui sont communes avec ce dernier. Les *Anoplophora musculoides* et *Monotis decussata* caractérisent le sommet de l'hettangien anglais.

Dans le Gloucestershire, à une distance du *bone-bed* qui varie entre 3 et 15m,

(1) Morière, *Assoc. française*, 1877, p. 482.
(2) Ramsay, *Physical Geology*, 1878, p. 159.

Digitized by Google

on observe des lits minces de calcaire, dits *calcaires à insectes* à cause du grand nombre d'élytres et autres débris d'insectes névroptères, qu'ils contiennent. Ces restes sont associés aux genres d'eau douce *Cyclas*, *Cypris* et à une flore composée de fougères, de cycadées et de feuilles de monocotylédones.

Lias bleu. — Le lias anglais, bien que formant une série continue, dont les différents termes passent graduellement les uns aux autres, n'en est pas moins susceptible d'une triple division, par suite de l'intercalation de grès marneux (*marly sandstone* ou *marlstone series*), représentant le liasien, entre deux assises argileuses, dont l'une correspond au sinémurien et l'autre au toarcien.

Le lias inférieur (*lower lias clay and limestone*), formé d'argile gris-bleuâtre souvent schisteuse (*shale*) et de calcaire bleu argileux, presque partout exploité pour chaux hydraulique, a de 250 à 300^{m} d'épaisseur au plus. Dans le Yorkshire il n'en a que 160^{m}. Les tranches de ses couches apparaissent en série régulière, sur les falaises du Glamorganshire, ainsi que sur la côte de Lyme Regis. Ses principaux fossiles sont *Gryphæa arcuata* (*G. incurva*), *G. Mac Cullochi*, *Ammonites Bucklandi*, *A. obtusus*, *Hippopodium ponderosum*, *Extracrinus Briareus*, des poissons, *Hybodus reticulatus*, *Acrodus nobilis*, des énaliosauriens, *Ichthyosaurus communis*, *Plesiosaurus dolichodeirus* et le curieux reptile volant insectivore, *Pterodactylus brevirostris*.

Le liasien, argileux à la base, passe peu à peu, en montant, à un grès tendre, sableux, brun et ferrugineux, avec des nodules durs et un lit de calcaire ferrugineux au sommet. Puissant de 50^{m} dans le Yorkshire, il contient *Amm. margaritatus*, *A. vittatus*, *Belemn. angulatus*, *Pecten æquivalvis*, *Spiriferina Walcotti*, *Rhynchonella tetraedra*, etc.

Le toarcien, épais de 65^{m} dans le Yorkshire, consiste en une argile tenace d'un bleu foncé avec quelques lits de calcaire noduleux, renfermant *Ammonites fimbriatus*, *A. serpentinus*, *Bel. trifidus*, etc.; à Whitby, les schistes toarciens contiennent du jayet, formé aux dépens de tiges de conifères. A la base de l'étage dans le Gloucestershire, M. Brodie a signalé une couche à poissons et à insectes (*fish bed*), de 0^{m},45, avec restes de libellules et de coléoptères.

Au sommet du système liasique s'observe, dans les comtés de Northampton et de Lincoln, une assise de sables ferrugineux, dits *sables de Midford*, qui contiennent *Rhynchonella cynocephala* et correspondent à la zone à *Amm. opalinus*, offrant un caractère de transition bien marqué entre le lias et l'oolithe.

Souabe. — Le rhétien d'Allemagne a été signalé dès 1718 en Allemagne par Strasskircher en raison de sa richesse en débris de vertébrés. Quenstedt y distingua plus tard deux horizons, l'un, qu'il appela *præcursor*, établissant le passage au trias, l'autre, dit *cloaque*, formé des lits à ossements ou *bone-beds* et se reliant au jurassique.

Dans la Souabe, le rhétien se compose de 10^{m} de grès jaune, avec galène disséminée, contenant *Avicula contorta*, *Anodonta postera*, *Gervillia præcursor*, *Protocardium rhæticum* et d'un *bone-bed* à *Microlestes*, *Hybodus* et *Ceratodus*.

Digitized by Google

La coupe de l'hettangien de la Souabe (lias α *in part.* de Quenstedt), comporte, au-dessous du lias à *Arietes*, les assises suivantes.

3. Plaques argilo-gréseuses, remplies de *Turritella nucleata* (3 à 4m).
2. *Malmstein* ou zone à *Angulatus* : grès tendre à bâtir, avec Cardinies et *Amm. angulatus* (7m).
1. Couches à *Psilonotus* { 4 à 5m de calcaire. / 1 à 2m d'argiles. / 0m,50 de calcaire bitumineux.

L'*Amm. psilonotus* de Quenstedt n'est autre que l'*Amm. planorbis*, Sow.

La même division prévaut dans le Nord-ouest de l'Allemagne, où les couches à *psilonotus* contiennent *Amm. Johnstoni* et celles à *angulatus*, *Unicardium cardioides*.

Le lias ou *jura noir* de la Souabe a rarement plus de 100m. En y ajoutant, pour demeurer d'accord avec la nomenclature que nous avons adoptée, une zone supérieure, que les Allemands classent d'ordinaire avec le système oolithique inférieur ou *jura brun*, on obtient la série suivante :

Toarcien.	Zone à *Trigonia navis* ou à *Amm. torulosus*.	3. Zone à *Trigonia navis*, remplie d'*Amm. opalinus*.
		2. Couches à *Pentacrinus pentagonalis*, à *Astarte opalina* et à *Lucina plana*.
		1. Argiles à *A. torulosus*, *A. opalinus*, *Nucula Hammeri*.
	. . . . . (10m).	Lias ζ. Marnes à *Amm. jurensis*, *A. aalensis*, *Bel. acuarius*.
		— ε. Schistes bitumineux de Boll, à Posidonies et à *Amm. serpentinus*, avec Ichthyosaures, Téléosaures, *Araucaria peregrina*, *Zamites Mandelsloh*, *Chondrites bollensis*.
Liasien. . . . . (25 à 30m).		— δ. Argiles à *A. margaritatus* et *Bel. paxillosus*.
		— γ. Couches à *Spiriferina*, avec *Waldheimia numismalis*, *Gryphæa regularis*.
Sinémurien.		— β. Argiles schisteuses (50m) à *A. oxynotus*, *A. raricostatus*.
		— α (in part.). Couches à *Arietes*, avec *Amm. Bucklandi*, *Gr. arcuata*, *Pentacrinus scalaris*.

Odenwald, Silésie. — Dans l'Odenwald, le *grès* du *bone-bed*, ou base du rhétien, est un grès jaune, à grain fin, avec *Avicula contorta*, *Estheria minuta*, etc., et nombreux végétaux, donnant parfois naissance à une espèce de houille. On y remarque *Equisetum Lehmanni*, *Asplenites Ottonis*, *Podozamites distans*, *Pterophyllum Münsteri*, etc. Bien que lié à la flore keupérienne, cet ensemble est spécial au rhétien et renferme des espèces qui passent dans le lias.

L'*argile du bone-bed*, qui vient ensuite, est pyriteuse et débute par une brèche ossifère de quelques centimètres, qui renferme *Saurichthys acuminatus*, *Hybodus*, *Ceratodus*, *Gyrolepis*.

En Silésie, le rhétien, rattaché par M. Roemer au trias sous le nom d'*Oberkeuper*, se divise en deux assises : à la base, les *couches de Wilmsdorf* (20 à 25m), formées d'argiles et de marnes, rouges et vertes, avec sphérosidérite et plantes terrestres ; au sommet, les *couches à Estheria minuta*, de même puissance, formées d'un grès blanc finement stratifié, avec mica et schistes.

Région alpine. — Dans le canton de Vaud, M. Renevier a signalé l'existence

Digitized by Google

d'une zone à *Ostrea irregularis*, contenant une quarantaine d'espèces dont la plupart sont connues dans le calcaire de Valognes, le grès d'Hettange ou la zone à *Amm. planorbis* de la Souabe .Une seule de ces espèces, *Placunopsis Schafhäutli*, existe dans la zone à *Avicula contorta*, qui supporte l'assise précédente en concordance et renferme *Gervillia præcursor*, *Mytilus minutus*, *Pecten valoniensis*, etc.

Le rhétien alpin est constitué par les *couches de Koessen* ou zone à *Avicula contorta*. Cette assise a environ 15^{m} et se compose d'argiles et de marnes fossilifères, avec bancs minces de calcaire gris et noir à *Gervillia præcursor*, *G. inflata*, *Pecten valoniensis*, *Protocardium rhæticum*.

Les couches de Koessen, formation littorale, ont pour équivalent le *calcaire du Dachstein*, calcaire compact, pur, foncé, à *Megalodus triqueter*. Dans certaines régions, ce calcaire se fond avec la *Grande dolomie* sous-jacente, que certains auteurs rapportent au trias et d'autres à l'étage rhétien.

Scanie. — L'étage rhétien, généralement très réduit dans les contrées où nous l'avons étudié jusqu'ici, acquiert en Scandinavie une puissance de plusieurs centaines de mètres. Sur la côte de Scanie, il est formé par une série de grès avec minerai de fer argileux et quelques argiles réfractaires, dans laquelle sont intercalées, à Hoeganæs, près d'Helsingborg, des couches de lignite ou de houille, ayant de 0^{m},30 à 1^{m}. M. Hébert (1) a reconnu dans ces grès les fossiles de la zone à *Avicula contorta*, *Ostrea Hisingeri*, *Mytilus minutus*, *M. Hoffmanni*, etc. Depuis, M. Lundgren (2) a cherché à reconstituer la série des assises infraliasiques de la Scanie, dont les divers affleurements sont isolés les uns des autres et ne peuvent guère être classés que par les fossiles. En même temps, M. Nathorst se livrait à l'étude de la flore de ces gisements, flore signalée pour la première fois par M. Nilsson et riche aujourd'hui de plus de 150 espèces (3). Ces travaux ont eu pour résultat de démontrer l'existence, en Scanie, des étages sinémurien, hettangien et liasien, dont la série comprend les assises suivantes :

Sinémurien inférieur.	13. Grès gris à *Ammonites bisulcatus* de Dompang.
Hettangien.	12. Grès à *Avicula inæquivalvis* de Kulla Gunnarstorp. 11. Grès ferrugineux à *Ostrea Hisingeri*. 10. Minerai de fer argileux à *Cyclas* de Sofiero. 9. Pierre à aiguiser à *Cardinia Follini* de Pallsjö. 8. Grès rouge de Grafvarne à *Mytilus*. 7. — — à *Ophiura*.
Rhétien supérieur.	6. Couches lignitifères de Pallsjö à *Nilssonia polymorpha*, *Dictyophyllum Münsteri*.
Rhétien moyen.	5. Grès jaune à *Pullastra* de Ramlösa. 4. Couches à *Thaumatopteris Schenki*. 3. Couches à *Equisetum gracile* et *Podozamites lanceolatus*.
Rhétien inférieur.	2. Zone à *Lepidopteris Ottonis*. 1. Zone à *Camptopteris spiralis*, *Sagenopteris undulata*, *Ptilozamites*.

La flore du rhétien inférieur, développée à Bjuf et Hœganaes, comprend aussi les genres *Cladophlebis*, *Tæniopteris*, *Nilssonia*, *Pterophyllum*, *Taxites*, etc. On

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXVII, p. 366.
(2) Voir notamment *Undersökningar öfver Molluskenfaunan, etc.*, Lund, 1881.
(3) Voir *Neues Jahrbuch*, 1876, pp. 105, 891 ; 1879, pp. 973, 1004 ; 1882, I, p. 70.

Digitized by Google

y peut distinguer des stations marécageuses et d'autres plus sèches. A Pallsjö, dans le rhétien supérieur, se montrent les genres *Gutbiera*, *Palissya*, *Thinnfeldia*, *Cycadites*, *Pinites*. M. Heer a reconnu, dans les mêmes couches, les restes de cinq espèces de coléoptères.

Tandis que, à l'exception du grès de Ramlösa, où *Pullastra elongata* se montre avec *Mytilus minutus* et *Protocardia præcursor*, tout le rhétien de Scanie est d'eau douce, l'hettangien du même district est exclusivement marin. Il y a donc eu un changement complet de régime et une période de transition à laquelle appartiennent peut-être les grès de Hoer, car ces derniers renferment 15 espèces végétales dont 5 sont connues de la zone à *Avicula contorta*, tandis que 5 sont communes à cette zone et à celle d'*Amm. angulatus*. Cependant pour M. Lundgren, les grès marins de Hoer, à la base desquels on trouve *Cardinia Follini*, représentent tout l'hettangien.

Une série analogue à celle de la Scanie existe aussi à Bornholm, où on lui donne 700^{m} de puissance.

Carpathes. — Dans la région des Carpathes, à Fünfkirchen, de même qu'à Steierdorf et à Berszaszka, Kozla et Sirinnia, dans le Banat (1), le système liasique se fait remarquer par la présence de gisements exploitables de combustible. A Berszaszka, on ne compte pas moins de 25 couches, formant ensemble 26^{m} de charbon et alternant avec des lits de minerai de fer. A Kozla, il y a trois couches, de 0^{m},60 à 1^{m} en moyenne. La houille, qui ne contient pas de plantes déterminables, se rencontre dans des argiles schisteuses subordonnées à des grès, où l'on trouve *Cardinia* (*Thalassites*) *gigantea*, *Corbula cardioides*, *Mytilus Morrisi*, *Ceromya infraliasica*, *Ammonites angulatus*. Cette assise appartient donc bien à l'hettangien. Elle est immédiatement surmontée, à Fünfkirchen, par le *calcaire de Gresten*, à *Terebratula Grestenensis*, où M. Tietze signale un mélange des fossiles de l'hettangien avec ceux du sinémurien et le tout se termine par un calcaire marneux liasien à *Amm. margaritatus*, *Gryphæa regularis*, *Pecten æquivalvis*, que couronne un tuf marneux verdâtre à *Amm. spinatus* et *Waldheimia quadrifida*. Le toarcien supérieur à *Amm. opalinus* existe aussi dans les Carpathes; mais il paraît se confondre avec les couches oolithiques à *Amm. Murchisonæ* en une seule zone, celle que M. Neumayr a nommée zone de l'*Amm. scissus*.

Le gisement de Steierdorf comprend cinq couches de houille, d'une puissance totale d'une dizaine de mètres, intercalées dans une succession de grès blanchâtres. Ces grès reposent sur un conglomérat grossier et sont recouverts par 60^{m} de schistes bitumineux qui contiennent des lits de sphérosidérite. Au dessus viennent des marnes à *Nucula* et enfin des marnes avec ammonites et bélemnites. L'âge de ce gisement est sans doute le même que celui des couches de Fünfkir-

(1) Peters, *Akad. der Wissenschaften*, Vienne, 1862. — Toula, *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt*, 1872, p. 50.

Digitized by Google

TABLEAU DU SYNCHRONISME DES ASSISES LIASIQUES.

ÉTAGES.	LORRAINE ET LUXEMBOURG.	ARDENNES.	BOURGOGNE.	JURA.	BASSIN DU RHÔNE.	PROVENCE ET LANGUEDOC.	NORMANDIE.	ANGLETERRE.	SOUABE.	SCANIE.
TOARCIEN.	Marnes micacées et oolithe ferrugineuse. Marnes à posidonies.	Limonite de Longwy. Marnes de Flize.	Marnes à Cancellophycus. Marnes à posidonies. Ciment de Wassy.	Grès et minerai à Amm. opalinus. Marnes de Pinperdu et schistes à posidonies.	Couches à Amm. opalinus. Minerai de la Verpillière.	Couches à Amm. opalinus. Schistes à Cancellophycus.	Calcaire à Amm. opalinus. Marnes moyennes. Argiles à poissons de La Caine.	Sables à Rhynch. cynocephala. Upper lias clay and limestone.	Zone à Trigonia navis. Jura noir ε et ζ.	
LIASIEN.	Grès médio-liasique. Marnes à ovoïdes où calcaire noduleux.	Calcaire ferrugineux. Calcaire sableux supérieur.	Calcaire noduleux. Marnes micacées. Ciment gris de Venarey et Pouilly.	Marnes à plicatules. Calcaire à bélemnites. Marnes à Gryphæa regularis.	Calcaires à Pecten æquivalvis. Marnes et calcaires marneux à Belemn. clavatus.	Marnes à Pecten æquivalvis. Calcaires à Gryphæa regularis. Calcaires marneux.	Couche à Leptæna. Calcaire à Amm. margaritatus. Argile de Vieux-Pont. Couches à Waldh. numismalis.	Marly sandstone.	Jura noir γ et δ.	
SINÉMURIEN.	Grès de Luxembourg. Calcaire à Amm. bisulcatus.	Calcaire sableux inférieur. Marnes à chaux hydraulique de Warcq.	Calcaire à gryphées arquées.	Calcaire à gryphées arquées.	Calcaire à gryphées arquées.	Calcaire à gryphées arquées.	Calcaire à gryphées arquées.	Lower lias clay and limestone.	Jura noir α et β.	Grès à ammonites de Dompang.
HETTANGIEN.	Grès d'Hettange. Marnes et calcaires à Amm. planorbis.	Grès et conglomérats d'Aiglemont et de Saint-Menge.	Calcaire dit Foie de veau. Lumachelle de Bourgogne, Minerai de Thostes.	Calcaire sableux de Chalindrey. Calcaire bleu à Amm. planorbis.	Calcaires à Amm. angulatus. Choin - bâtard du Mont-d'Or lyonnais.	Calcaires à cardinies de Lodève.	Calcaire d'Osmanville. Marnes à Mytilus minutus.	Lias blanc.	Malmstein à Amm. angulatus. Couches à Psilonotus.	Grès à Avicules et Ostrea Hisingeri. Grès rouges à Mytilus et grès de Hoer.
RHÉTIEN.	Grès de Kedange, bone-bed et lits calcarifères à Avicula contorta.		Ciment noir de Pouilly. Grès, bone-beds et calcaires à Av. contorta. Arkose de Thostes.	Bone-beds, grès à Avicula contorta et grès à Discina Babeana.	Grès et calcaires roussâtres à Avicula contorta et bone-beds.	Plaquettes calcaires à Avicula contorta.	Grès dolomitique du Cotentin à Mytilus et Myophoria.	Bone-bed et couches de Penarth.	Bone-bed. Grès à Avicula contorta.	Couches lignitifères de Pallsjö. Grès de Ramlösa. Grès de Bjuf et d'Hoeganæs.

Digitized by Google

chen. Les végétaux qu'il contient sont *Thinnfeldia rhomboidalis*, *Clathropteris Münsteriana*, *Zamites Schmiedeli*, *Palissya Brauni*, *Baiera tæniata*, etc.

Inde, Chili. — Il est probable que le système liasique est représenté dans l'Inde par les couches à végétaux et à combustibles de Rajmahal, formant l'assise moyenne du groupe de Gondwana (1) et contenant des cycadées, *Pterophyllum*, *Cycadites*, alliées à la flore rhétienne. Mais les espèces diffèrent notablement de celles de l'Europe et, de plus, les couches de Rajmahal sont surmontées par des assises où l'on voit des restes de poissons liasiques en compagnie de dents de *Ceratodus* et de reptiles triasiques, comme *Hyperodapedon*. Il est donc difficile d'établir le synchronisme des dépôts européens avec ceux de la région indienne, évidemment caractérisée par d'autres groupements organiques.

On peut encore penser que le rhétien existe au Chili, à la Ternera, district d'Atakama, où l'on a trouvé, dans un gîte de charbon : *Jeanpaulia Münsteri*, *Angiopteridium Münsteri*, *Pecopteris Fuchsi*, *Podozamites distans*, *Palissya Brauni* (2).

CHAPITRE III.

SÉRIE JURASSIQUE : 2e SYSTÈME OOLITHIQUE

§ 1

GÉNÉRALITÉS SUR LA PÉRIODE OOLITHIQUE

Caractères généraux de la période. — Le *système oolithique* comprend un ensemble varié de sédiments qui, dans le bassin anglo-français, paraissent s'être formés au milieu de conditions particulières de calme. Les dépôts arénacés et les conglomérats y sont l'exception et ce qui domine, à toutes les hauteurs, c'est le faciès *oolithique*, indice presque assuré de formations coralliennes (3). Du reste, en beaucoup de points, les anciens récifs de polypiers se dessinent de la façon la moins équivoque, offrant, dans leur faune, les associations qui, de nos jours encore, caractérisent ce genre de dépôts. Ainsi, durant cette période, exempte de toute manifestation violente de l'activité interne, les organismes ont édifié, dans l'Europe occidentale et centrale, de puissantes assises calcaires, plus largement étalées que les récifs actuels et occupant le centre des bassins dont les sédiments liasiques formaient les bords. Si donc la mobilité du fond

(1) Blanford et Medlicott, *Geology of India*.
(2) Zeiller, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 572.
(3) V. *ante*, p. 364.

Digitized by Google

est attestée par la succession, bien des fois répétée, d'assises de même nature, du moins il n'a pas dû se produire de ces mouvements brusques qui, changeant tout à coup le contour des côtes, les exposent à une dégradation active et substituent les sédiments mécaniques au produit du travail des organismes.

D'ailleurs la tendance générale, dans l'Europe occidentale et septentrionale, est moins dirigée vers l'affaissement du sol que vers l'émersion des détroits qui jusqu'alors avaient séparé les divers îlots de terrain primitif, et dès le milieu de la période le Plateau Central de la France est soudé, d'une part aux Vosges, de l'autre, à la Vendée. Ainsi se prépare l'avènement d'une époque surtout continentale qui, dans l'Europe du nord, marquera la fin de la série jurassique. Le système oolithique, avec ses dépôts d'oolithes calcaires, se renouvelant à tous les niveaux, et le progrès, de mieux en mieux marqué, de l'émersion du bassin anglo-parisien, offrent donc une réelle homogénéité. Aussi nous paraît-il impossible d'en scinder la durée en plusieurs périodes, malgré la netteté avec laquelle se distinguent, grâce à la paléontologie, les divers étages de cet ensemble si remarquablement fossilifère.

Le fait que des récifs coralliens, caractéristiques des mers les plus chaudes, ont occupé jusqu'au centre de la Grande-Bretagne, indique qu'à cette époque le climat de la zone équatoriale s'étendait au delà du 55e degré de lat. N., circonstance absolument incompatible avec l'existence de glaces au pôle arctique. De plus, l'étude de la flore oolithique nous apprendra que des plantes d'affinités tropicales ou subtropicales florissaient jusqu'aux abords du 71e parallèle, sans que, d'ailleurs, il y eût de différences sensibles entre la végétation de cette latitude et celle du 50e degré, non plus qu'entre la flore anglaise et celle de la Sibérie orientale (1) au même moment de l'histoire terrestre. La période oolithique a donc partagé avec celles qui l'ont précédé, bien que, peut-être, à un moindre degré, le privilège d'une distribution uniforme de la chaleur et de la lumière.

Faune oolithique. Vertébrés. — Les mammifères, annoncés dans le rhétien par *Microlestes*, ont laissé quelques traces dans certains dépôts oolithiques européens. Ce sont des marsupiaux, *Amphitherium*, *Stereognathus*, *Phascolotherium* (fig. 350), qui apparaissent dès le début de la période, et *Spalacotherium*, *Plagiaulax*, *Galestes*, *Triconodon*, etc., dont on retrouve les dents et les maxillaires dans les assises les plus élevées. Tous ces genres étaient de petite taille; les premiers avaient des caractères d'insectivores; mais le *Plagiaulax* possédait la dentition d'un rongeur, analogue au Kangouroo-rat, et *Galestes* paraît avoir été un animal carnassier. Quand on songe que quatorze espèces de mammifères (la plupart insectivores) ont été trouvées dans l'île de Purbeck, sur un espace de moins de 500 mètres carrés, au sein d'une couche de quelques centimètres d'épaisseur, on est fondé à admettre que le nombre des mammifères oolithiques connus s'accroîtrait singulièrement si les formations lacustres ou terrestres de

(1) Heer, *Mém. Acad. de St-Pétersbourg*, XXV (1878).

Digitized by Google

la période étaient moins rares. La preuve en est fournie par les dépôts oolithiques des Montagnes Rocheuses, où M. Marsh (1) a récemment découvert un assez

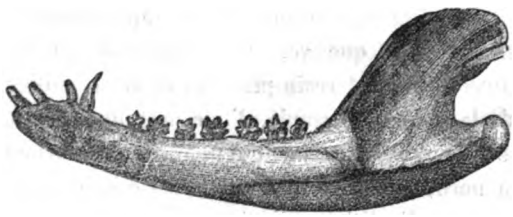

Fig. 350.

Fig. 351.

Fig. 352.

Fig. 353.

Fig. 354.

Fig. 350. — *Phascolotherium Bucklandi*, Broderip, du bathonien de Stonesfield — Fig. 351. *Ammonites (Stephanoceras) Humphriesianus*, Sow., du bajocien. — Fig. 352. *Amm. (Neumayria) trachynotus*, Opp., du séquanien du Wurtemberg. — Fig. 353. *Amm. (Ludwigia) Murchisonæ*, Sow., du bajocien inférieur (aalénien). — Fig. 354. *Amm. (Stephanoceras) macrocephalus*, Schloth., du callovien.

grand nombre de genres, ***Dryolestes***, ***Stylacodon***, ***Ctenacodon***, ***Tinodon***, ***Diplocynodon***, ***Triconodon***, dont plusieurs offrent une remarquable analogie avec les mammifères de Purbeck.

Après les mammifères, le plus intéressant des vertébrés oolithiques est le célèbre *Archæopteryx* de Solenhofen. C'est un oiseau de petite taille, à affinités reptiliennes si prononcées que quelques auteurs en ont voulu faire un reptile, malgré l'empreinte bien conservée de ses ailes, et sa queue empennée, longue de $0^{m},26$ et formée de 20 vertèbres distinctes.

Les reptiles sont représentés par des lézards volants, ***Pterodactylus***, ***Rhamphorhynchus***, des dinosauriens bipèdes, les uns carnivores, comme ***Megalosaurus***, les autres herbivores, comme le gigantesque *Iguanodon;* des crocodiliens, ***Teleosaurus***, ***Cetiosaurus***, ce dernier long de plus de 15 mètres; et de nombreux énaliosauriens, ***Ichthyosaurus***, ***Plesiosaurus***, ***Pliosaurus***, etc. Enfin c'est avec la période oolithique que se manifestent les premiers ***chéloniens***.

Les poissons oolithiques sont surtout des ganoïdes homocerques, comme ***Aspidorhynchus*** et des sélaciens. On voit aussi apparaître, mais en petit nombre, les premiers ***téléostéens*** ou poissons osseux.

(1) *American Journal of Science*, XV, p. 459; XVIII, pp. 60, 215, 396; XX, p. 235.

Digitized by Google

Invertébrés. — Parmi les articulés, on remarque, avec des libellules et des arachnides, d'assez nombreux crustacés des genres *Eryon* et *Glyphæa*.

Les *ammonites* (fig. 351 à 360) et les *bélemnites* (fig. 361, 362) continuent à être abondamment représentées. Les principales familles d'ammonitidés ooli-

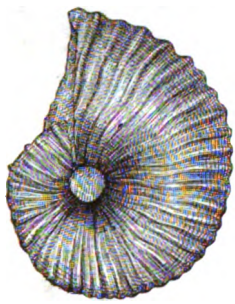

Fig. 353.

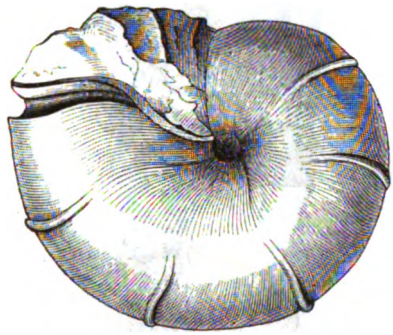

Fig. 356.

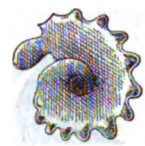

Fig. 357.

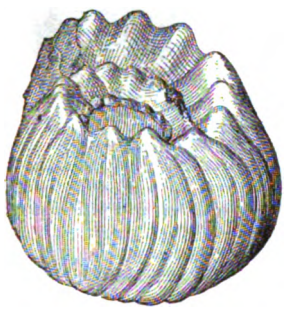

Fig. 358.

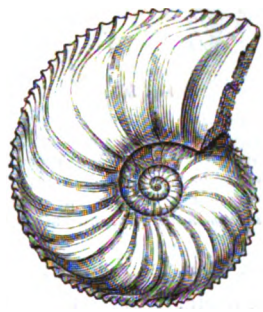

Fig. 359.

Fig. 360.

Fig. 353. *Ammonites* (*Phylloceras*) *viator*, d'Orb., du bathonien de Provence (ombilic masqué par la gangue). — Fig. 356. *Amm.* (*Phylloceras*) *ptychoicus*, Quenst., du jura blanc alpin. — Fig. 357, *Amm.* (*Harpoceras*) *crenatus*, d'Orb., de l'oxfordien. — Fig. 358. *Amm.* (*Stephanoceras*) *coronatus*, Brug., du callovien de Pougues (ombilic masqué par la gangue). — Fig. 359. *Amm.* (*Amaltheus*) *cordatus*, Sow., de l'oxfordien supérieur. — Fig. 360. *Amm.* (*Amaltheus*) *Lamberti*, Sow., de l'oxfordien.

thiques sont les *Stéphanocératidés* (*Stephanoceras* (fig. 351, 354, 358), *Cœloceras*, *Sphæroceras*, *Peltoceras*, *Reineckia*, *Morphoceras*, *Perisphinctes*, *Parkinsonia*, *Pictonia*, *Aspidoceras*), puis les *Cosmoceras*, *Neumayria* (fig. 352), *Oppelia*, *Harpoceras* (fig. 357). C'est également dans cette période qu'apparaissent les ammonitidés à tours disjoints, tels que *Toxoceras*. Souvent les ammonites oolithiques ne sont représentées que par un de leurs organes internes, appelé *Aptychus*.

Les gastropodes, très nombreux, appartiennent spécialement aux genres *Nerinea* (fig. 363), *Itieria*, *Phasianella* (*Chemnitzia*) (fig. 364), *Pleurotomaria* (fig. 365), *Pterocera*, *Purpura*, *Trochus*, *Turbo*.

Les huîtres (fig. 366 à 370), constituent des bancs entiers, offrant, à côté des genres *Ostrea* (fig. 367, 368, 369), et *Gryphæa* (fig. 374), des types spéciaux, ceux des *Exogyra* (fig. 366) et *Lopha* (fig. 370), souvent associés aux genres

Digitized by Google

Trigonia (fig. 371 à 373), *Perna* (fig. 375), *Lima* (fig. 376), *Avicula* (fig. 377),

Fig. 361.

Fig. 362.

Fig. 363.

Fig. 364.

Fig. 365.

Fig. 366.

Fig. 367.

Fig. 368.

Fig. 369.

Fig. 361. *Belemnites hastatus*, Blainv., de l'oxfordien. — Fig. 362. *Bel. unicanaliculatus*, Hart., du bajocien. — Fig. 363. *Nerinea tuberculosa.*, Roem., du kimmeridgien. — Fig. 364. *Phasianella* (*Chemnitzia*) *striata*, Sow. (réduite), de l'argovien. — Fig. 365. *Pleurotomaria conoidea*, Desh., du bajocien. — Fig. 366. *Exogyra virgula*, Goldf. du virgulien. — Fig. 367. *Ostrea deltoidea*, auct. (*O. subdeltoidea*, Pellat) (réduite), du séquanien. — Fig. 368. *Ostrea gregarea*), Sow. (*Alectryonia Potieri*, Bayle) de l'oxfordien. — Fig. 369. *Ostrea acuminata*, Sow., du bathonien.

Pecten, etc., pendant que, dans les dépôts marneux, abondent les genres *Pholadomya* (fig. 378), *Ceromya*, etc.

Fig. 370.

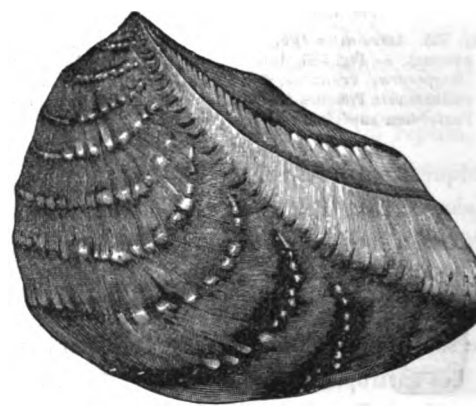

Fig. 371.

Fig. 370. — *Lopha flabelloides*, Lam., sp. (*Ostrea Marshii*, Sow.), de l'oxfordien. — Fig. 371. *Trigonia clavellata*, Park., de l'oxfordien.

Les *Térébratulidés* et les *Rhynchonellidés* (fig. 379 à 385) présentent des types variés, ainsi qu'une grande richesse en individus des genres *Terebratula* (fig. 382),

Digitized by Google

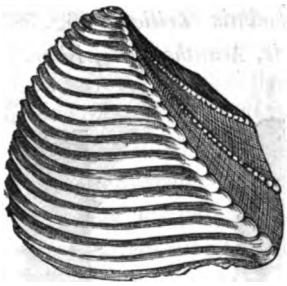

Fig. 372.

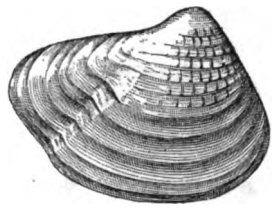

Fig. 373.

Fig. 374.

Fig. 372. *Trig. costata.* Sow., du bajocien. — Fig. 373. *Trig. gibbosa*, Sow., du portlandien. Fig. 374. *Gryphæa dilatata*, Desh. (réduite), de l'oxfordien.

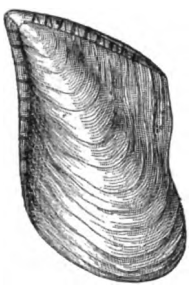

Fig. 375.

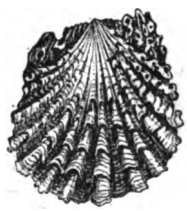

Fig. 376.

Fig. 377.

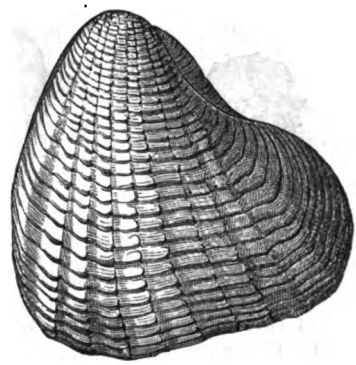

Fig. 378.

Fig. 375. *Perna mytiloides*, Lam., de l'oxfordien. — Fig. 376. *Lima proboscidea*, Sow.. du bajocien. — Fig. 377. *Avicula echinata*, Smith., du bathonien. — Fig. 378. *Pholadomya exaltata*, Ag., de l'oxfordien.

Fig. 379.

Fig. 380.

Fig. 381.

Fig. 382

Fig. 383.

Fig. 384.

Fig. 385.

Fig. 386.

Fig. 379. *Terebratula* (*Pygope*) *diphya*, Colonna, du Diphya-Kalk. — Fig. 380. *Rhynchonella decorata*, v. Buch, du bathonien. — Fig. 381. *Terebratula* (*Dictyothyris*) *coarctata*, Park., du bathonien supérieur. — Fig. 382. *Terebratula flabellum*, Defr., du bathonien supérieur. — Fig. 383. *Waldheimia* (*Zeilleria*) *lagenalis*, Münst., du bathonien. — Fig. 384. *Waldheimia digona*, Sow., du bathonien. — Fig. 385. *Terebratula* (*Eudesia*) *cardium*, Lam. sp., du bathonien. — Fig. 386. *Diceras arietinum*, Lam., du corallien.

Digitized by Google

Megerlea, *Pygope* (fig. 379), *Eudesia* (fig. 385), *Waldheimia* (*Zeilleria* (fig. 383, 384), *Aulacothyris*), *Dictyothyris* (fig. 381), *Hemithyris*, *Acanthothyris*, *Rhynchonella* (fig. 380), etc.

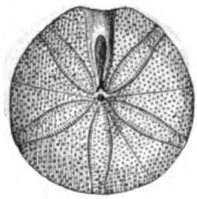

Fig. 387.

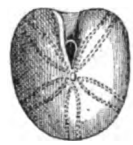

Fig. 388.

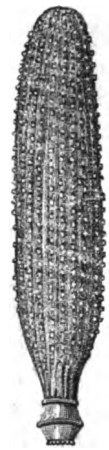

Fig. 391.

Fig. 392.

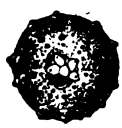

Fig. 389.

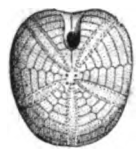

Fig. 390

Fig. 393.

Fig. 387. *Clypeus Ploti*, Klein (*C. sinuatus*, Leske), du bathonien. — Fig 388. *Echinobrissus* (*Nucleolites clunicularis*, Blainv., du bathonien. — Fig. 389. *Acrosalenia spinosa*, Ag., du bathonien. — Fig. 390. *Echinobrissus scutatus*, Lam., du corallien. — Fig. 391. *Cidaris florigemma*, Phil., du corallien. — Fig. 392. *Millericrinus*, de l'oxfordien. — Fig. 393. *Apiocrinus Parkinsoni*, Schloth., du bathonien.

On voit aussi apparaître, vers le milieu de la période, une nouvelle famille, celle des *chamacés* (*Diceras* (fig. 386), *Heterodiceras*), dont le test particulière-

Fig. 394.

Fig. 395.

Fig. 397.

Fig. 396.

Fig. 398.

Fig. 394. *Scyphia reticulata*, Goldf., de l'argovien. — Fig. 395. *Calamophyllia Stokesi*, du corallien. — Fig. 396. *Thamnastræa arachnoides*, du corallien. — Fig. 397. *Cycadopteris Brauniana*, Zign., du kimmeridgien. — Fig. 398. *Lomatopteris Balduini*, Sap., du bathonien.

ment épais était accommodé aux conditions qui président à l'établissement des récifs de polypiers.

L'embranchement des rayonnés joue un grand rôle dans la faune oolithique;

Digitized by Google

les oursins, jusqu'alors très pauvrement représentés, deviennent abondants, offrant les genres *Clypeus* (fig. 387), *Echinobrissus* (*Nucleolites*) (fig. 388, 390), *Hyboclypus*, *Glypticus*, *Pygaster*, *Pygurus*, etc. et, parmi les oursins réguliers, *Cidaris* (fig. 391), *Hemicidaris*, *Pseudocidaris*, *Acrosalenia* (fig. 389), *Stomechinus*, *Pseudodiadema*, etc. Les Crinoïdes, *Apiocrinus* (fig. 393), *Millericrinus* (fig. 392), *Eugeniacrinus*, *Rhodocrinus*, jonchent certaines couches de leurs débris, tandis que les polypiers, *Isastræa*, *Thamnastræa* (fig. 396), *Stylina*, *Montlivaultia*, *Calamophyllia* (fig. 395), etc., édifient de puissants récifs, dont les cavités servent de refuge aux oursins, aux dicérates et aux gastropodes à test épais. De même, les spongiaires, *Scyphia* (fig. 394), etc., se multiplient de telle façon que certains bancs en sont complètement remplis. Les foraminifères paraissent peu florissants. En revanche, les mollusques bryozoaires pullulent parfois et partagent avec les polypiers la faculté de constituer des couches entières.

Flore oolithique. — La flore oolithique d'Europe n'est pas très riche, ce qui se comprend, vu la grande prépondérance des sédiments marins. Les fougères appartiennent en majorité à des types de terrains élevés et secs, comme en témoignent les frondes maigres, exiguës et coriaces des *Ctenopteris*, *Cycadopteris* (fig. 397), *Lomatopteris* (fig. 398), *Scleropteris*, etc. (1).

Parmi les cycadées, on observe des genres de localités humides, *Pterozamites* et d'autres de stations sèches, *Zamites* (fig. 401), *Otozamites*, *Sphenozamites*, *Pte-*

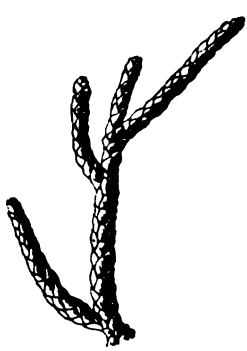

Fig. 399.

Fig. 400.

Fig. 401.

Fig. 399. *Brachyphyllum nepos*, Sap., de l'oolithe. — Fig. 400. *Pterophyllum Prestianum*, Goepp., des schistes de Stonesfield. — Fig. 401. *Zamites Moreanus*. Brongt., du corallien.

rophyllum (fig. 400), avec des organes fructificateurs, *Beania*, *Zamiostrobus*, etc. C'est à la fin de la période que les cycadées paraissent avoir atteint une sorte d'apogée, dans les troncs élancés et ramifiés dont les débris s'observent au milieu dans les couches de Purbeck.

(1) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 191.

Digitized by Google

Les conifères formaient alors des arbres de grande taille, analogues les uns aux *Araucaria*, les autres aux cyprès, d'autres aux séquoias, ces trois familles apparaissant pour la première fois dans le système oolithique; mais les plus caractéristiques de l'époque, les *Brachyphyllum* (fig. 399), n'offraient que des rameaux raides et des tiges nues. Au nombre des taxinées on retrouve le genre *Baiera*, déjà connu dans la flore liasique.

Dans les régions septentrionales, Russie d'Europe, Sibérie, bassin du fleuve Amour, les dépôts terrestres de la période oolithique sont assez nombreux et ont fourni plus de 100 espèces végétales, parmi lesquelles nous citerons, en fait de fougères, *Thyrsopteris*, *Dicksonia*, *Asplenium;* de cycadées, *Podozamites*, *Nilssonia*, *Anomozamites;* de conifères, *Baiera*, *Ginkgo*, *Pinus* (1).

Aux algues marines oolithiques appartiendraient les empreintes connues sous les noms de *Cancellophycus* et de *Chondrites*.

Dans son ensemble, la flore oolithique paraît avoir été pauvre, monotone et peu appropriée à la nourriture des animaux (2). Aussi remarque-t-on que les vertébrés terrestres de cette période étaient, pour la plupart, carnivores ou insectivores. Les dimensions des plantes oolithiques sont inférieures à celles de leurs congénères actuelles. Enfin, à en juger par les types observés, la température de l'Europe, à l'époque correspondante, ne devait pas être extrêmement élevée. Comme contraste avec la flore permo-carbonifère, dont nous avons précédemment constaté les rapides variations, la flore oolithique se montre assez stable pour qu'on ait souvent quelque embarras à dire si un gisement de plantes de cet âge appartient au début ou à la fin de la période. Même il y a certains types, comme *Podozamites lanceolatus*, qui, répandus dans les dépôts oolithiques, étaient déjà connus dans la flore liasique. Aussi semble-t-il permis d'en conclure que les conditions du relief continental et de l'atmosphère terrestre ont dû varier très peu pendant les temps jurassiques.

Divisions du système oolithique. Nomenclature anglaise. — La série des couches oolithiques a été pour la première fois établie en Angleterre, au début de ce siècle, par William Smith. Tout en reconnaissant (et c'est là son grand titre de gloire), que chaque assise était caractérisée par une faune spéciale, Smith n'avait pu fonder sa classification sur l'argument paléontologique, dont l'application eût été alors prématurée. Il s'était donc borné à relever, dans le sud-ouest de l'Angleterre, l'ordre normal de succession d'un ensemble de couches dont chacune se distinguait par la constance de ses caractères pétrographiques. Cette série, précisée plus tard par Buckland (3), puis par Conybeare et Phillips (4), a longtemps servi de type pour l'étude du système oolithique sur le continent. Elle se composait, au-dessus du lias, des termes suivants, énumérés en ordre ascendant :

(1) Heer, *Mém. Acad. de St-Pétersbourg*, XXV, XXVII.
(2) De Saporta, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIX, p. 160.
(3) *Order of superposition of strata in the British Island*, 1818.
(4) *Outlines of the geology of England and Wales*, 1822.

Digitized by Google

1° *Inferior oolite;* 2° *Fuller's earth;* 3° *Great oolite;* 4° *Bradford-clay and Forest-marble;* 5° *Cornbrash;* 6° *Kelloway rock;* 7° *Oxford-clay;* 8° *Coral-rag;* 9° *Kimmeridge-clay;* 10° *Portland sand and Portland stone;* 11° *Purbeck beds.*

Nomenclature systématique. — A partir de 1843, Alcide d'Orbigny déduisit, de la comparaison des faunes, une classification systématique en étages dont toutes les dénominations, à l'exception d'une seule, furent empruntées par lui à la nomenclature anglaise. L'*inferior oolite*, dont le type fossilifère le plus remarquable se trouvait aux environs de Bayeux, devint l'étage *bajocien;* le nom de *bathonien* fut appliqué à l'ensemble des assises 2, 3, 4 et 5, en souvenir de la ville de Bath, où la couche dite *great oolite* est le mieux développée; enfin à chacune des assises suivantes correspondirent respectivement les étages *callovien*, *oxfordien*, *corallien*, *kimmeridgien* et *portlandien*, ce dernier comprenant, à titre d'annexe, les *Purbeck beds*.

La classification de d'Orbigny fut très généralement adoptée; mais, quand il s'agit de fixer, sur le continent, les termes qui devaient composer chaque étage, plus d'une fois les attributions faites se trouvèrent en désaccord avec le principe même de la classification, c'est-à-dire que les assises classées dans un étage déterminé n'étaient pas toujours exactement synchroniques des couches anglaises auxquelles le nom de cette division avait été emprunté. Ainsi, en même temps qu'il reconnaissait, dans les strates qui forment le pied de la falaise de la Hève, une dépendance du *Kimmeridge* anglais, d'Orbigny classait dans le corallien, à La Rochelle, des assises qui doivent être aujourd'hui considérées comme contemporaines des premières. De même les géologues du Jura et, plus tard, ceux du bassin de Paris, s'habituèrent à qualifier de *portlandiennes* des couches qui n'avaient rien de commun, ni avec le *Portland sand*, ni avec le *Portland stone*.

De plus, à mesure que les études de détail faisaient des progrès, beaucoup de noms nouveaux s'introduisaient dans la science, soit à titre d'équivalents locaux des désignations de d'Orbigny, soit pour représenter des subdivisions dont les unes n'étaient que de simples sous-étages, tandis que les autres avaient, dans la pensée de leurs auteurs, une véritable indépendance. De cette manière, tandis que le bajocien devenait, en Franche-Comté, le *lædonien* de M. Marcou (1), et que, dans le Jura, le corallien tantôt se partageait en *glypticien* et en *dicératien*, tantôt prenait le nom de *rauracien* (2), le bathonien se divisait en *vésulien* (3) à la base et *bradfordien* (4) au sommet. Le *callovien*, démesurément agrandi par quelques auteurs, en venait à englober la presque totalité de l'Oxford-clay, tandis que d'autres, le réduisant au Kelloway-rock, en faisaient un sous-étage de l'oxfordien, le reste formant le *divésien*, caractérisé par l'argile de Dives et quelquefois aussi le *villersien* ou argile de Villers. L'*astartien* et le *séquanien* prenaient une place en quelque sorte intermédiaire entre le corallien et le kimmeridgien et

(1) Tiré de *Lædo* (Lons-le-Saulnier).
(2) Créé en 1867 par M. Greppin, le nom de Rauracie désignant la région du Jura.
(3) De Vesoul (Marcou, 1848).
(4) De Bradford (Desor, 1859).

Digitized by Google

ce dernier se subdivisait lui-même en *ptérocérien* et *virgulien* (1), pendant que, pour éviter de comprendre dans le portlandien des assises contemporaines du sommet du *Kimmeridge clay*, on créait pour cette division le nom de *bolonien* (2).

Enfin, l'observation ayant conduit à reconnaître que les limites des étages étaient loin d'être partout les mêmes, certaines zones de passage reçurent des noms spéciaux, comme l'*aalénien* (3) de M. Mayer, ou passage du lias au bajocien, l'*argovien* de M. Marcou (4), qui forme une transition entre l'oxfordien et le corallien et le *tithonique* d'Oppel, qui caractérise le facies pélagique des couches de passage entre la série jurassique et la série crétacée.

Méthode suivie dans ce chapitre. — L'emploi de tous ces noms a fini par produire une certaine confusion et parmi les termes qui viennent d'être énumérés, il n'en est guère aujourd'hui dont la signification soit comprise par tout le monde de la même manière. Aussi quelques géologues ont-ils abandonné les désignations d'étages pour y substituer celles de zones paléontologiques, caractérisées par un fossile dominant, le plus souvent emprunté à la famille des ammonites. Néanmoins l'avantage de dénominations univoques est trop marqué pour qu'il nous paraisse opportun d'y renoncer. Nous conserverons donc une division en étages et, au besoin, en sous-étages, aussi conforme que possible à la nomenclature de d'Orbigny, mais à la condition de respecter avant tout le principe de la classification anglaise et de ne point appeler coralliennes, par exemple, des assises dont on peut prouver le synchronisme avec une partie du *Kimmeridge clay* des Anglais. Il est bien entendu, d'ailleurs, que les sous-étages peuvent n'avoir qu'une valeur locale et qu'il serait parfois illusoire d'en vouloir chercher les équivalents exacts dans telle ou telle région déterminée. L'histoire de la période jurassique comporte ce qu'on a justement appelé des *épisodes* régionaux; de ce nombre sont les formations de polypiers; chacune d'elles est forcément limitée et il faut s'attendre à la voir passer latéralement, quelquefois même d'une façon très brusque, à des sédiments d'une tout autre nature. Un même étage peut ainsi avoir un *facies corallien*, caractérisé par les coraux en place et les oolithes (5), un *facies marneux*, à pholadomyes ou à spongiaires (*pholadomyen*, *spongitien*), ou encore un *facies pélagique* à céphalopodes, sans compter le *facies côtier*, représenté par des sédiments argileux ou sableux. Dès l'époque oolithique, la géographie de l'Europe occidentale était assez compliquée pour que, d'un bout à l'autre de ce qui forme

(1) Noms créés en 1852 par Thurmann, ainsi que celui d'*Astartien*. Le *séquanien* est de M. Marcou.

(2) Blake, *Quart. Journ. geol. Soc. of London*, XXXVI, p. 581. Nom emprunté à la localité classique de Boulogne-sur-Mer.

(3) D'Aalen en Wurtemberg.

(4) Tiré de l'Argovie, en Suisse.

(5) Le facies corallien se reproduisant à divers niveaux, sous des aspects qui parfois semblent identiques dans un premier examen, quelques auteurs ont cru que le nom d'*étage corallien* devait être entièrement rayé de la nomenclature. Nous pensons néanmoins qu'il y a lieu de le maintenir, en l'appliquant aux couches synchroniques du *coral-rag* et du *coralline oolite* des Anglais, dont l'horizon est d'ailleurs celui où les formations de coraux sont le plus communément répandues.

Digitized by Google

aujourd'hui la région française, une même assise pût offrir, suivant les points, ces différentes manières d'être. Ainsi s'expliquent les difficultés qui ont si longtemps arrêté les géologues et dont quelques-unes, à l'heure actuelle, laissent encore prise à la controverse.

Sous ces réserves, voici la série des noms d'étages et de sous-étages qui seront le plus souvent employés dans ce chapitre, avec l'indication des zones paléontologiques correspondantes. Mais il doit rester bien entendu que les

DIVISIONS DE LA PÉRIODE OOLITHIQUE.

ÉTAGES.	SOUS-ÉTAGES.	ZONES PALÉONTOLOGIQUES.	
PORTLANDIEN.	Purbeckien.	Zone à *Corbula inflexa.*	Zone à *Terebratula diphyoides.*
	Portlandien (*strict. sens.*).	Z. à *Trigonia gibbosa.*	Z. à *Terebratula diphya* et *T. janitor.*
KIMMERIDGIEN.	Bolonien.	Z. à *Amm. gigas.*	
	Virgulien.	Z. à *Exogyra virgula.*	
	Ptérocérien.	Z. à *Pterocera Oceani.*	Z. à *Amm. acanthicus.*
	Séquanien.	Z. à *Ostrea deltoidea.*	Z. à *Amm. tenuilobatus.*
CORALLIEN.	Dicératien.	Z. à *Diceras arietinum.*	Z. à *Amm. bimammatus.*
	Glypticien.	Z. à *Glypticus hieroglyphicus.*	
	Argovien.	Zone à *Spongiaires* et à *Amm. canaliculatus.*	
OXFORDIEN.	Oxfordien (*strict. sens.*).	Z. à *Amm. cordatus.*	
		Z. à *Amm. Mariæ.*	
		Z. à *Amm. Lamberti.*	
	Callovien.	Z. à *Amm. anceps.*	
		Z. à *Amm. macrocephalus.*	
BATHONIEN.	Bradfordien.	Z. à *Waldheimia digona.*	Z. à *Amm. aspidoides.*
		Z. à *Rhynchonella decorata.*	
	Vésulien.	Z. à *Ostrea acuminata.*	Z. à *Amm. ferrugineus.*
BAJOCIEN.	Bajocien (*strict. sens.*).	Z. à *Amm. Humphriesianus.*	
	Aalénien.	Z. à *Amm. Murchisonæ.*	

limites des divisions ne peuvent pas être absolument les mêmes partout et que, si, par exemple, nous réunissons respectivement sous les dénominations, créées par Étallon, de glypticien et de dicératien, celles des assises coralliennes où

Digitized by Google

dominent *Glypticus hieroglyphicus* et *Diceras arietinum*, les épisodes à polypiers correspondants n'occupent pas tous la même hauteur dans la grande zone dont le facies pélagique est uniforme et caractérisé par *Amm. bimammatus*.

Les étages supérieurs au bathonien se distinguent des précédents, surtout dans la région allemande, par leur teinte plus claire, généralement blanche, qui les a fait désigner sous le nom de *Jura blanc* ou *Malm*, par opposition au *Jura brun* ou *Dogger* (1), formé du bathonien et du bajocien, tandis que le lias constitue le *Jura noir*. Sans méconnaître la valeur de cette observation (quoique certaines parties du bathonien français dépassent en blancheur tout ce qu'on peut trouver au-dessus), nous n'avons pas pensé qu'elle dût entraîner la séparation des assises oolithiques en deux systèmes distincts.

§ 2

LE SYSTÈME OOLITHIQUE EN ANGLETERRE

A. ÉTAGES INFÉRIEURS

1° Angleterre méridionale. Inferior oolite. — Le bajocien, dans la contrée typique de Cheltenham, comprend trois termes, savoir :

3. *Ragstone* (12m), calcaire sableux, oolithique, parfois pétri d'oursins, avec *Amm. Parkinsoni*, *Terebratula perovalis*, *Echinobrissus clunicularis*.
2. *Oolitic freestone* (50m). calcaire oolithique, marnes et calcaires marneux, à *Ter. fimbria*, *Rhynch. tetraedra*.
1. *Inferior oolite* (12 à 20m), avec *Amm. Murchisonæ* et *Ter. perovalis*.

Le calcaire est généralement jaune; à la base, les oolithes atteignent la grosseur d'un pois et donnent le *pea-grit* du Gloucestershire.

Parmi les fossiles caractéristiques de l'étage, on peut encore citer *Ammonites Humphriesianus*, *Pholadomya fidicula*, *Pleurotomaria granulata*, *P. ornata*, *Collyrites ringens*, etc., ainsi que des cônes d'*Araucarites hemisphæricus*, attestant le voisinage de la terre ferme.

Dans les comtés de Dorset et de Somerset, le sommet du bajocien est particulièrement riche en ammonites, nautiles et bélemnites, formant des *cephalopoda-beds* ou couches à céphalopodes, qu'il ne faut pas confondre avec des assises tout à fait semblables, occupant, dans le Gloucestershire, la base de l'étage.

Fuller's earth. Stonesfield slate. — Le bathonien débute par un dépôt argileux qui, dans le Gloucestershire, est utilisé comme terre à foulon, d'où le nom de *fuller's earth* que lui a donné William Smith. C'est une argile bleue, tenace, avec de nombreux petits lits de calcaire lumachelle à *Ostrea acuminata*. Aux environs de Bath, cette assise à 50 ou 60m d'épaisseur et offre une couche puissante de calcaire dit *fuller's earth rock*. Les fossiles les plus habituels sont, avec *O. acuminata*, *Goniomya angulifera* et *Rhynchonella concinna*.

(1) Nom emprunté à une dénomination anglaise, dont il sera question plus loin.

Digitized by Google

Au-dessus vient, dans l'Oxfordshire, le *schiste de Stonesfield*, calcaire fissile coquillier, faiblement oolithique, à fausses stratifications, qui forme des masses lenticulaires se débitant en minces dalles et intercalées dans un schiste sableux. Leur épaisseur est faible ; mais elles sont très riches en débris organiques.

C'est dans cette assise qu'ont été trouvés les mammifères *Amphitherium Broderipi*, *Phascolotherium Bucklandi*, *Stereognathus oolithicus*. Plusieurs insectes, notamment un papillon, y ont laissé leurs débris avec des restes de pliosaures, de téléosauriens et de ptérodactyles. Les bélemnites et les trigonies y sont fréquentes, ainsi que les fragments de bois fossile, les empreintes de fougères, de cycadées et d'autres plantes.

Les fossiles marins du schiste de Stonesfield, *Ostrea acuminata*, *Clypeus sinuatus*, le relient assez intimement au *fuller's earth* sous-jacent.

Great oolite, Bradford-clay, Cornbrash. — La *grande oolithe*, distinguée en 1812 par Smith, est bien développée aux environs de Bath, où elle fournit une excellente pierre de taille. Dans cette localité, où elle a 12^{m}, elle contient de nombreux polypiers, dont un, *Calamophyllia* (*Eunomia*) *radiata*, atteint plus d'un mètre de diamètre. Sa surface est garnie de tiges en place d'*Apiocrinus rotundus*. On y trouve aussi *Terebratula maxillata* et *Echinobrissus clunicularis*. C'est à Minchinhampton que la faune de cette assise est le plus riche, surtout en gastropodes, offrant 142 espèces, dont 41 carnivores. Les plus fréquents sont : *Purpuroidea nodulata*, *Cylindrites* (*Actæon*) *acutus*, *Patella rugosa*, *Nerita costulata*, *Emarginula clathrata*, *Buccinum*, *Rostellaria*, etc.

A la grande oolithe succède l'argile de Bradford (*Bradford clay*), dont la puissance atteint 20^{m}, mais qui se transforme souvent en un calcaire coquillier compact, abondant en fausses stratifications et autrefois exploité comme marbre dans la forêt de Whichwood, d'où le nom de *Forest-marble*. Les fossiles sont des huîtres et des fragments de *Pentacrinites*, *Pecten*, *Avicula*, avec *Waldheimia* (*Zeilleria*) *digona*, *Echinobrissus clunicularis*.

Le *Corn-brash* termine le bathonien. C'est une assise dont la puissance varie de 5 à 30^{m} et qui offre des caractères pétrographiques très constants, accusant un dépôt d'eau peu profonde. Elle se compose de calcaires marneux et d'argile avec fines plaquettes de calcaire coquillier ou oolithique. A l'air, la roche se désagrège en fragments bréchiformes et donne un sol propre à la culture des céréales, d'où le nom de *corn-brash*. — Parmi les nombreux fossiles de cette assise, il convient de citer *Waldheimia digona*, *Echinobrissus clunicularis*.

2° **Yorkshire. Dogger.** — Dans le Yorkshire, où les falaises de la mer du Nord, aux environs de Whitby et de Scarborough, offrent une bonne coupe des étages oolithiques inférieurs, la série diffère sensiblement de celle qui vient d'être étudiée (1).

A la base est le *Dogger*, c'est-à-dire un grès ferrugineux, renfermant de grosses

(1) Voir surtout Hudleston, *Yorkshire oolites* in *Geologists' association*, 1874, 1875 et *Geol. Magazine*, 1882, p. 145.

Digitized by Google

concrétions arénacées, qui ressemblent à des blocs roulés. Cette assise, qui débute par des sables micacés à *Amm. aalensis* et *Rhynchonella cynocephala*, renferme, d'après M. M. Deslongchamps (1) et Hudleston, les fossiles de l'aalénien ou zone à *Amm. Murchisonæ;* elle a de 1 à 30m. Au-dessus vient une puissante série de grès et de schistes, qui a jusqu'à 100m, et contient de nombreux restes végétaux, équisétacées, fougères et cycadées. Ensuite apparaît un grès ferrugineux, calcarifère, appelé *couche à millepores*, à cause de l'abondance d'un petit bryozoaire, *Cricopora straminea*. Cette assise, qui a de 3 à 12m et qui renferme *Ceromya bajociana*, *Pygaster semisulcatus*, etc., appartiendrait encore, selon M. Hudleston, à l'aalénien, où elle représenterait l'horizon d'*Amm. Sowerbyi* (2).

Couches de Scarborough. — C'est alors que se développe une nouvelle série de grès et de schistes d'eau douce, épaisse de 15 à 30m et où l'on observe la célèbre couche avec végétaux (*plant bed*) de Scarborough. Cette série débute par un lit d'eau douce ou saumâtre, où les coquilles d'*Unio* et de *Cyrena* ont gardé leur situation normale. Les empreintes végétales sont très belles à Scarborough et le bois, transformé en jayet, est exploité pour l'ornementation.

Les conditions continentales ont donc prévalu à cette époque dans le nord de la région anglaise, où la flore terrestre a laissé de nombreux représentants, à savoir des fougères, *Thyrsopteris*, *Glossopteris*, *Sphenopteris*, *Dicksonia*, *Asplenium*; des cycadées, *Nilssonia orientalis*, *Podozamites lanceolatus*, *Anomozamites Lindleyanus*, *Pterophyllum Preslianum*, *Bucklandia squamosa* et des conifères, *Baiera angustiloba*, *Ginkgo Huttoni*, *G. digitata*.

Il semblerait que l'assise à végétaux de Scarborough dût être regardée comme l'équivalent du schiste de Stonesfield. Cependant elle est recouverte par le *calcaire gris de Scarborough*, puissant de 1 à 20m et dans lequel M. Hudleston signale *Amm. Humphriesianus*, *A. Blagdeni*, *Belemnites giganteus*, fossiles qui permettraient tout au plus de placer ce calcaire sur l'horizon de la base du *fuller's-earth*. En outre, une troisième assise d'eau douce, constituée par 25 à 60 mètres de sables et d'argiles, avec *Anodonta* et rares débris végétaux, sépare le calcaire de Scarborough d'une couche schisteuse à *Avicula echinata*, qui correspond au *cornbrash*. En cet état, il peut rester quelques doutes sur la représentation du bathonien proprement dit dans le Yorkshire. Toutefois, en considérant à quel point certaines espèces du sous-étage vésulien ressemblent à celles du bajocien, nous serions disposé à considérer les couches à végétaux et le calcaire de Scarborough comme l'équivalent du fullers'earth, tandis que la série lacustre supérieure représenterait la grande oolithe.

B. ÉTAGES SUPÉRIEUR

Kelloway rock, Oxford clay. — *L'Oxford-clay* est une puissante assise d'argile tenace, d'un bleu foncé, parfois bitumineuse, dont l'épaisseur peut atteindre 150

(1) Communication directe à l'auteur.
(2) Hudleston *Geol. Magazine*, 1882, p. 149.

Digitized by Google

ou 200 mètres et qui contient par places des rognons calcaires. A sa base on observe souvent, sur une dizaine de mètres, plusieurs bancs de grès calcaire très fossilifère. C'est le *Kelloway-rock*, contenant plus de 150 espèces, parmi lesquelles la moitié lui sont communes avec l'oolithe sous-jacente. Les plus caractéristiques sont : *Amm. calloviensis*, *A. Jason*, *A. Kœnigi*, *Terebratula ornithocephala*, *Ostrea flabelloides*, *Pecten fibrosus*, *Lima obscura*, *Avicula inæquivalvis*. En outre, on trouve des poissons, *Hybodus*, *Lepidotus* et des sauriens, *Ichthyosaurus dilatatus*, *Megalosaurus Bucklandi*, *Pliosaurus grandis*, *Plesiosaurus oxoniensis*, etc. Les principaux fossiles de l'*Oxford-clay* proprement dit sont: *Amm. Duncani*, *A. faustus* (*A. perarmatus*), *Perna mytiloides*, *Gryphæa dilatata*. Cette assise se termine en haut, sur la côte de Weymouth, par un banc de *G. dilatata* avec *A. cordatus* et *Ostrea gregarea*.

Dans l'Yorkshire, le *Kelloway-rock*, épais de 2 à 25^{m}, se compose de grès d'un brun jaunâtre, parfois très ferrugineux, avec *Belemn. Oweni*, *Amm. Jason*, *A. macrocephalus*. L'*Oxford-clay*, puissant de 35 à 40^{m} sur la côte, est formé de schiste gris sableux et d'argiles, se divisant en trois zones (1) : l'inférieure avec *Amm. Lamberti* et *A. Athleta*, la zone moyenne avec *A. Eugenii* et *A. crenatus*, la zone supérieure avec *A. perarmatus* (var.)

Lower calcareous grit. — Au-dessus de l'*Oxford-clay* se présente une assise de grès calcaire (*lower calcareous grit*), où l'on peut distinguer, à Weymouth(2): à la base, 10^{m} de grès, dit *grès de Nothe*, formé de grès calcarifères et de sable avec *Perna quadrata*, *Amm. cordatus*, *A. perarmatus*, *Ostrea gregarea*, *O. unciformis*, *Millericrinus echinatus;* au milieu, 13^{m} 50 d'*argiles de Nothe*, avec une faune analogue à celle du grès et, au sommet, 7^{m} de *grès de Bencliff*, contenant une faune peu caractérisée.

Le *lower calcareous grit* du Yorkshire, épais de 25 à 30^{m} et constitué par un grès calcarifère jaunâtre, qui alterne avec un grès bleu très dur, renferme *Belemm. abbreviatus*, *Amm. cordatus*, *A. vertebralis*, *A. perarmatus*, *Rhynchonella Thurmanni*. C'est de l'oxfordien tout à fait supérieur et l'on y signale déjà *Amm. canaliculatus* (3).

Coralline oolite. Coral-rag. Upper calcareous grit. — L'*oolithe d'Osmington*, ou *coralline oolite*, qui, à Weymouth, succède aux assises de Nothe, est formée d'une série de couches oolithiques, tantôt compactes, tantôt marneuses, épaisse de 17^{m}, avec *Amm. perarmatus*, *Chemnitzia heddingtonensis*, *Opis corallina*, *Opis Phillipsi*, *Echinobrissus scutatus*.

Cette oolithe est surmontée par 10^{m} de *Trigonia-beds* ou *couches à trigonies*, débutant par un calcaire marin (*main limestone*), que couronne un calcaire gréseux. La faune se compose d'*Ostrea solitaria*, *Trigonia clavellata*, *Nerinea Goodhallii*, *Cidaris florigemma*, *Hemicidaris crenularis*.

(1) Hudleston, *Geol. Magazine*, 1882, p. 147.
(2) Blake et Hudleston, *Quart. Journ. geol. Soc. of London*, XXXIII, p. 260.
(3) Hudleston, *Geol. Magazine*, 1882, 147.

Digitized by Google

Dans le Yorkshire, le *lower calcareous grit* supporte de 6 à 40^{m} de calcaires, siliceux à la base, oolithiques au sommet; tandis que ceux du bas renferment *Amm. Goliathus*, *Rhynchonella Thurmanni* et *Spongia floriceps*, ceux du haut contiennent *Belemnites abbreviatus*, *Amm. perarmatus*, *Echinobrissus scutatus* (1). Au-dessus vient un grès calcaire, de 3 à 15^{m}, supportant une assise de *coralline oolite*, dont la puissance varie entre 6 et 12^{m} et qui renferme *Bel. abbreviatus* et *Amm. plicatilis* associés encore, paraît-il, à *Amm. cordatus*. C'est cette oolithe qui, à Malton, a fourni des restes d'*Araucarites*.

Tout cet ensemble, qui établit une transition continue de l'oxfordien par l'argovien au glypticien, est surmonté par la couche appelée *coral-rag*. C'est un calcaire bréchiforme, presque entièrement formé de polypiers, de coquilles brisées et d'oursins et qui, depuis le Somersetshire jusqu'au Yorkshire, où il a de 4 à 13^{m}, se présente, associé au *calcareous grit*, à la hauteur des couches à trigonies de Weymouth. On y trouve *Cidaris florigemma*, *C. Smithi*, *Hemicidaris intermedia*, *Pygaster umbrella*, *Pygurus costatus* et des polypiers, *Isastræa*, *Thecosmilia*, *Protoseris*, etc. Souvent des masses arrondies de *Thamnastræa concinna* et des rameaux en place de *Rhabdophyllia* se distinguent au milieu d'une pâte bréchiforme constituée par des coraux brisés (2).

Sur la côte de Weymouth, les *Trigonia-beds* du corallien sont séparés de l'argile de Kimmeridge par trois assises qui correspondent au séquanien et qui sont, de haut en bas (3) :

3. Minerais de fer d'Abbotsbury à *Rhynch. inconstans*, *Ter. subsella*, *Waldheimia lampas*, *Pterocera*.
2. Grès de Sandsfoot (10^{m}) à *A. Cymodoce*, *Ostrea deltoidea*, *O. solitaria*.
1. Argile bleue de Sandsfoot (13^{m}), offrant deux bancs de calcaire dur à *O. deltoidea*, *Bel. nitidus*, *Amm. decipiens*.

C'est sans doute à cette hauteur que vient se placer l'*upper calcareous grit* du Yorkshire. Cette assise, épaisse de 5 à 12^{m}, et quelquefois argilo-calcaire à sa base, forme la zone dite *supracoralline* par M. Hudleston, qui cite à ce niveau *Belemn. nitidus*, *Amm. alternans*, *Thracia depressa*, etc.

Kimmeridge clay. — Le *Kimmeridge clay* est un important massif d'argile, dont l'épaisseur varie beaucoup d'un point à un autre de l'Angleterre, où ses différents termes ne sont pas toujours au complet. M. Blake y distingue deux sous-étages (4) :

Le sous-étage inférieur, qui paraît correspondre à l'ensemble du ptérocérien et du virgulien du continent, consiste en une masse d'argile bleue ou sableuse, peu stratifiée, avec de nombreux lits de rognons gréseux. C'est dans le Lincolnshire que cette division est le plus complètement développée; son épaisseur y atteint 120^{m}. On trouve à ce niveau, surtout dans l'Oxfordshire, un grand nombre

(1) Hudleston, *Geol. Magazine*, 1880, p. 247.
(2) Id., *op. cit.*
(3) Blake et Hudleston, *loc. cit.*
(4) Blake, *Quart. Journ. geol. Soc. of London*, XXXI, p. 196.

Digitized by Google

de reptiles, *Plesiosaurus affinis*, *P. plicatus*, *P. validus*, *P. brachyspondylus*, *Pliosaurus brachydeirus*, *Ichthyosaurus trigonus*, *I. dilatatus*, *Cetiosaurus*, *Teleosaurus*, *Steneosaurus*, *Dakosaurus*, etc., avec *Amm. biplex*, *A. Berryeri*, *A. decipiens*, *A. Cymodoce*, *Belemn. nitidus*, *Cardium striatulum*, *Astarte supracorallina*, *Thracia depressa*, *Exogyra virgula*, *E. nana*, *Lingula ovalis*, *Serpula tetragona*, etc. En outre, on a recueilli en 1879 dans les mêmes couches, auprès d'Oxford, les restes d'un reptile terrestre, *Iguanodon Prestwichi* (1).

Le sous-étage supérieur, qui atteint au moins 200m, est très bien représenté dans les comtés de Dorset et de Lincoln, tandis qu'il fait presque complètement défaut dans les régions de l'intérieur. Il consiste en schistes papyracés (où les feuillets n'ont quelquefois pas plus d'un millimètre d'épaisseur), en schistes bitumineux et en bancs de pierre à ciment, alternant avec des couches d'argile lignitifère. Sa faune est relativement pauvre en espèces, mais très riche en individus. C'est à cette division qu'appartiennent les grands sauriens, plésiosaures, pliosaures et téléosaures, trouvés dans les environs immédiats de Kimmeridge. Les formes caractéristiques sont *Ammonites biplex*, *Belemn. Souichi*, *Aptychus latus*, *Lucina minuscula*, *Astarte lineata*, *Exogyra virgula*, *Discina latissima*, *Lingula ovalis*, etc. Un sondage entrepris à Bexhill (Sussex), a rencontré plus de 366m d'argile de Kimmeridge, séparée de l'oolithe corallienne par 60m de couches argileuses à *Rhynchonella pinguis*.

Le sous-étage supérieur, débutant par une assise de pierre à ciment avec *Amm. suprajurensis*, forme le *bolonien* de M. Blake (2). L'*Exogyra virgula* y est beaucoup moins abondante qu'à la partie supérieure du sous-étage précédent et elle manque dans les 100 mètres du haut, que caractérise *Discina latissima*.

Portland sand, Portland stone. — Le type du portlandien se trouve dans l'île de Portland, où cet étage se divise en deux assises : celle de la base, surtout

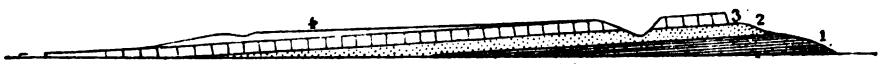

Fig. 402. — Coupe du portlandien dans l'île de Portland (d'après Ramsay).
1, Kimmeridge-clay; 2, Portland sand; 3, Portland stone; 4, Purbeck beds.

constituée par un sable quartzeux, mélangé de grains verts et de marne, est le *Portland sand*, et celle du sommet, formée de calcaires oolithiques avec ou sans silex, est le *Portland stone* ou *Portland oolite*. (Fig. 402).

Le *Portland sand* a environ 25m et l'on y distingue (3) :

5. Marne bleue tenace (3m,60 à 4m,20).
4. 8m de marnes et de sable, avec nodules isolés et bancs de pierre à ciment, à *Mytilus autissiodorensis*, *Pecten solidus*, *Cyprina implicata*.
3. Lumachelle à *Exogyra bruntrutana* (2m,10).
2. Sables jaunes et lits durs à *Cyprina implicata* (3m).
1. Marne sableuse, passant graduellement à l'argile de Kimmeridge (au moins 10m). *Amm. biplex*, *Lima boloniensis*, *Pecten Morini*, *Trigonia incurva*, *T. Pellati*, *Pleuromya tellina*.

(1) Prestwich et Hulke, *Quart. Journ. geol. Soc. of London*, XXXVI, p. 430.
(2) *Quart. Journ. geol. Soc. of London*, XXXVI, p. 581.
(3) Blake, *Quart. Journ. geol. Soc. of London*, XXXVI, p. 189.

Digitized by Google

L'épaisseur du *Portland sand* augmente à Purbeck, où elle atteint de 38 à 44^{m}, et à Kimmeridge, où elle n'est pas inférieure à 75^{m}.

Le *Portland stone*, puissant de 20 à 25^{m} à Portland, comprend, à la base, une série, épaisse de 21^{m}, de calcaires à silex et, au sommet, 3^{m},60 de couches exploitées comme pierre de taille; c'est cette pierre, remarquable par la finesse de son grain et sa résistance aux actions atmosphériques, qui a servi à la construction de Saint-Paul de Londres. Voici le détail des assises (1) :

Pierres à bâtir.	9. *Roach*, calcaire coquillier oolithique à *Cerithium portlandicum*, *Trigonia gibbosa*, *Ostrea expansa*, *Pecten lamellosus*.
	8. *White bed* ou pierre de Portland proprement dite, avec *Amm. giganteus*.
Calcaires à silex.	7. *Curf* ou assise à *Ostrea solitaria*.
	6. Couche à *Isastræa oblonga*.
	5. Couches à *Trigonia gibbosa* (1 à 6^{m}).
	4. Silex et calcaire bréchiforme (1^{m}).
	3. Couches à *Serpula gordialis* (2^{m}).
	2. Calcaire à silex avec *Amm. boloniensis*, *Trigonia gibbosa*, *T. incurva* (8^{m}).
	1. Lit coquillier à huîtres et serpules, avec *Amm. gigas*, *A. triplex*, *Cardium dissimile*, *Trigonia gibbosa*, *Pecten lamellosus*, *Pleuromya tellina* (2^{m},20).

Purbeck beds. — Les couches de Purbeck proprement dites (*Purbeck beds*), sont bien caractérisées sur la côte du Dorsetshire, où elles se divisent ainsi qu'il suit (2) :

Purbeck supérieur (15^{m}).	Formation purement d'eau douce, comprenant le marbre de Purbeck (*Purbeck-marble*), avec *Cypris gibbosa*, *C. tuberculata*, *Paludina*, *Physa*, *Limnæa*, etc.
Purbeck moyen (10^{m}).	Calcaire d'eau douce à *Cypris striato-punctata*, *C. granulata*, tortues et poissons.
	Couches saumâtres à *Cyrena*.
	Dépôt marin à *Pecten*, *Modiola*, etc.
	Calcaires et schistes, lacustres ou saumâtres, à poissons (*Lepidotus*) et crocodiles (*Macrorhynchus*).
	4^{m} de *Cinder-bed* à *Hemicidaris Purbeckensis* et *Ostrea distorta*.
	Couches à *Cypris fasciculata*, *Valvata*, *Physa Bristowi*, avec mammifères, *Plagiaulax Becklesi*, *P. minor*, *Galestes*, *Triconodon*, *Spalacotherium*.
Purbeck inférieur (25^{m}).	Marnes d'eau douce à *Valvata*, *Limnæa*, *Cypris Purbeckensis*, *C. punctata*.
	Couches saumâtres à Serpules, voisines de *Serpula coarcervites* du Hanovre (10^{m}).
	Dirt-bed ou couche ligniteuse à végétaux, avec souches en place.
	Calcaire d'eau douce à *Cyclas* (2^{m},50).

Dans l'île de Purbeck même, d'après M. Judd, l'épaisseur atteint 25^{m} pour l'assise supérieure, 47^{m} pour l'assise moyenne et 52^{m} pour l'assise inférieure.

Le marbre de Purbeck, employé au beau temps de l'architecture gothique, est formé par les débris d'un gastropode d'eau douce, *Paludina fluviorum*.

Les principaux poissons du Purbeck sont : *Lepidotus minor*, *Pholidophorus ornatus*, *Ophiopsis breviceps*. Les Crocodiliens sont *Goniopholis crassidens* et *Macrorhynchus;* les tortues, *Pleurosternon concinnum*, *P. emarginatum*, etc.

(1) Blake, *loc. cit.*
(2) Forbes in Lyell, *Elements*, 1865, p. 377.

Digitized by Google

Les végétaux des couches de Purbeck sont des fougères, des conifères et des cycadées; les souches de ces dernières (*Cycadeoidea* ou *Mantellia megalophyllia*) se voient encore en place, avec leurs racines, dans le *dirt-bed* de l'île de Purbeck, où il reste parfois 1 à 2^{m} de tige attachée à la souche. Dans le même gisement, on observe des troncs silicifiés de conifères; ces troncs sont couchés et ont de 6 à 7^{m} de long sur 0^{m},30 de diamètre. Le même *dirt-bed*, avec souches en place, se retrouve à Lulworth Cove, où le phénomène est d'autant plus remarquable que les strates encaissantes y sont inclinées sous un angle de près de 45° (fig. 403); de telle sorte que l'axe des troncs, demeuré perpendiculaire à la couche, fait ce même angle avec la verticale (1).

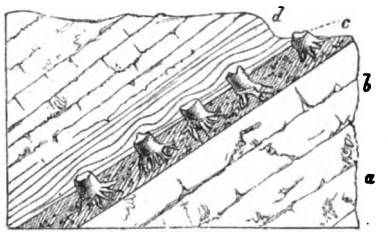

Fig. 403. — Couche à végétaux de Purbeck à Lulworth cove.

a, portlandien; *b*, calcaire d'eau douce; *c*, *dirt-bed*; *d*, calcaire d'eau douce.

Le sondage des environs de Hastings est entré, sous les dépôts infracrétacés, dans les couches de Purbeck qui se sont montrées assez riches en amas gypseux. L'épaisseur de ces couches y est d'environ 50^{m}; mais le gypse n'apparaît que dans les 20^{m} inférieurs, où sa puissance est d'une dizaine de mètres.

§ 3

LE SYSTÈME OOLITHIQUE EN NORMANDIE

Bajocien, oolithe ferrugineuse. — Le système oolithique est à la fois très développé et très fossilifère en Normandie, où les falaises de l'embouchure de la Seine et de la côte du Calvados en facilitent beaucoup l'étude.

Le bajocien de Normandie, puissant de 18 à 24^{m}, comprend (2) :

3. Oolithe blanche de Port-en-Bessin (9 à 15^{m}); calcaire blanc grisâtre, parfois marneux, à *Belemn. unicanaliculatus*, *Amm. Parkinsoni*, *Tereb. Phillipsi*, *T. sphæroidalis*, *Stomechinus bigranularis*.
2. Oolithe ferrugineuse (2^{m}); calcaire jaune ou grisâtre, à nombreuses oolithes ferrugineuses, avec faune très riche :
   c. Zone à *A. niortensis*, *A. Parkinsoni*, *Pleurotomaria mutabilis*, *P. bessina*, *Tereb. sphæroidalis*.
   b. Banc dur à grands *Amm. Humphriesianus*.
   a. Conglomérat à grosses oolithes à *Bel. giganteus*, *Amm. Sowerbyi*, *A. cycloides*, *A. Humphriesianus*, *A. Gervillei*, *A. Brongniarti*.
1. *Mâlière* ou assise à *Lima heteremorpha* (3 à 8^{m}), calcaire blanchâtre à silex, formant la zone à *Amm. Murchisonæ*.

L'oolithe blanche, remarquable par ses brachiopodes, ses spongiaires et ses

(1) Lyell, *Elements*, 1865, p. 389.
(2) Eug. Deslongchamps, *Études sur les t. jurassiques inférieurs*, p. 95.

Digitized by Google

oursins, serait le facies normal du bajocien normand. L'oolithe ferrugineuse, dépôt évidemment littoral, est caractérisée par la profusion et le bon état de ses fossiles, qui ont rendu justement célèbres les gisements de Sully, de Saint-Vigor et des Moutiers. Aux espèces qui viennent d'être énumérées, il convient d'ajouter *Amm. Blagdeni*, *A. subradiatus*, *A. Truellei*, *A. Martiusi*, *A. Neuffensis*, *Rhynch. plicatella*, *Pleurotomaria ornata*, *P. armata*, *Astarte obliqua*, *Lima Hector*, *Collyrites ringens*, etc. Certaines parties dures, noduleuses, de cette oolithe sont riches en phosphate de chaux.

Bathonien. Marnes de Port-en-Bessin. Calcaire de Caen. — Le bathonien peut se diviser en deux assises, le *fuller's earth* et la *grande oolithe*. Le *fuller's earth* est susceptible de deux facies, dont M. Eug. Deslongchamps a démontré l'équivalence; l'un est caractérisé dans le *calcaire marneux de Port-en-Bessin*, l'autre dans le *calcaire de Caen*.

Le premier est formé d'une masse argilo-marneuse brunâtre, puissante de 30 à 35^{m}, avec couches subordonnées de calcaire marneux jaunâtre, bleuâtre ou presque noir. Les fossiles y sont peu nombreux; on recueille surtout *Belemnites bessinus* et une térébratule voisine de *T. sphæroidalis*.

Le *calcaire de Caen*, épais de 30 à 55^{m}, présente une succession de bancs calcaires blancs, très purs, faciles à tailler et durcissant à l'air. A la base est une couche d'argile ou banc bleu qui repose directement sur l'oolithe blanche. D'importantes carrières, notamment celles d'Allemagne, près de Caen, sont ouvertes dans ce calcaire, avec lequel ont été construits, non seulement les monuments du Calvados, mais encore la tour de Londres et la cathédrale de Cantorbéry. L'assise est peu riche en fossiles, mais fournit des restes de grands sauriens, *Teleosaurus cadomensis*, *Pœkilopleuron Bucklandi* et des poissons. Elle paraît devoir être considérée comme l'équivalent des schistes de Stonesfield. Dans sa partie supérieure on remarque plusieurs lits de silex.

Calcaire de Ranville. Calcaire à bryozoaires. — La *Grande oolithe* est représentée en Normandie par l'*oolithe miliaire* ou *calcaire spathique de Ranville*. Cette couche, très pauvre en fossiles et d'une puissance assez variable (car elle a 8^{m} à Ranville et atteint quelquefois 30^{m},) est formée, aux environs de Caen, par un calcaire gris jaunâtre à lamelles spathiques, tandis que, dans les falaises de l'arrondissement de Bayeux, elle consiste en un calcaire compact avec de nombreux silex. Aux monts d'Eraismes, cette oolithe est devenue un sable incohérent, avec cycadées et fougères, tandis qu'autour du récif silurien de Montabard, la roche est pétrie d'oolithes blanches assez grosses et pénètre dans les cassures du dépôt primaire sous-jacent.

L'oolithe miliaire est surmontée par le *calcaire à bryozoaires*, improprement appelé *calcaire à polypiers*. Cette assise, équivalent du *Bradford-clay* et du *Forest-marble*, est formée de cailloutis et de plaquettes jaunâtres ou bleuâtres, renfermant souvent de nombreuses oolithes blanches et séparées par de minces lits de sable calcaire pétri de débris de bryozoaires et de brachiopodes, *Eudesia*

Digitized by Google

cardium, *Dictyothyris coarctata*, *Terebratula flabellum*, etc. Les parties les plus profondes sont marneuses et renferment *Waldheimia digona* en très grand nombre.

On peut distinguer deux facies : 1° les couches d'eau profonde de Ranville, dites *caillasses* (8 à 10^{m}), avec un horizon inférieur à *Apiocrinus Parkinsoni*, *A. elegans*, *Rhynchonella Boueti*, et un horizon supérieur à *Eligmus;* 2° les couches de rivage ou *pierre blanche* de Langrune, remplies de bryozoaires et dont la puissance peut varier depuis 1^{m} jusqu'à 30^{m}. C'est l'horizon des petits oursins, *Acrosalenia spinosa*, *Polycyphus normannus*, etc.

Le *cornbrash* proprement dit fait défaut en Normandie; mais ses fossiles, *Pholadomya crassa*, *Corbis ovalis*, *Rhynchonella major*, se retrouvent à l'état remanié, à Lion-sur-Mer, à la base de l'oxfordien, attestant que c'est par suite de dénudations que cet horizon ne se voit plus en place (1).

Callovien. — Le sous-étage *callovien* a 20 ou 25^{m} au plus et se divise en quatre assises (2) :

4. Zone ferrugineuse (Callovien ferrugineux de Triger), avec *Amm. macrocephalus*, *A. coronatus*, *Rhynch. spathica*, *Dictyothyris Trigeri*.
3. Zone sableuse :
   b. Couches supérieures, à *A. Backeriæ*, *A. Jason*.
   a. — inférieures, à *Amm. modiolaris*.
2. Zone argileuse, à *Amm. bullatus*.
1. Couches à fossiles bathoniens remaniés de Lion-sur-Mer et de Séez.

Les couches calloviennes reposent en discordance sur les assises bathoniennes, comme l'indique la figure 404, empruntée à M. Deslongchamps. Au contact, le

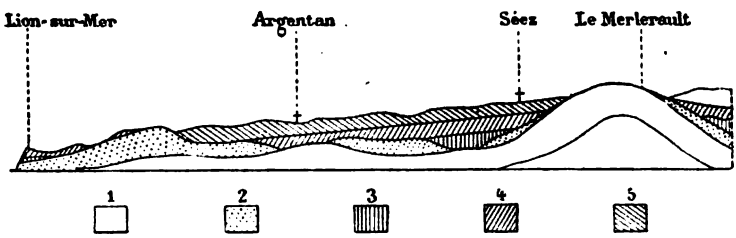

Fig. 404. — Coupe de Lion-sur-Mer au Merlerault (d'après M. Eug. Deslongchamps).
1, oolithe miliaire; 2, calcaire à bryozoaires; 3, couches inférieures à *A. macrocephalus*. 4, couches supérieures à *A. macrocephalus*; 5, callovien moyen et supérieur.

calcaire à bryozoaires offre des surfaces corrodées et perforées par des lithophages. L'axe du soulèvement est au Merlerault, où le callovien supérieur, en couches presque horizontales, bute contre les assises inclinées de l'oolithe miliaire.

Oxfordien, Corallien. — L'oxfordien présente, sur la côte du Calvados, à la falaise des Vaches-Noires, entre Trouville et Dives, où il affleure jusqu'au niveau

(1) Eug. Deslongchamps, *Bull. de la Soc. géol. de Normandie*, VI, p. 227.
(2) Id., *op. cit.*

Digitized by Google

de la mer (fig. 405), une coupe classique, qu'on peut résumer comme il suit (1) :

III. Zone à *Amm. cordatus.*	2.	Argiles à *Ostrea gregarea* (7m).
	1.	Argile avec trois lits de calcaire noduleux à oolithes ferrugineuses (2m,50), avec *Amm. cordatus, A. arduennensis, Ostrea* (*Lopha*) *flabelloides, Gryphæa dilatata, Waldheimia Parandieri, Plicatula tubifera.*
II. Marnes de Villers ou zone à *Amm. Mariæ.*	3.	Argiles à *Gr. dilatata* (18m,50).
	2.	Argile à ammonites pyriteuses (8m,50), avec *A. Mariæ, A. athleta, Belemn Clucyensis, Pentacrinus cingulatus.*
	1.	Argile massive (6m) et banc gréseux (0m,30 à 1m), avec *Ammonites faustus, A. Mariæ, Gr. dilatata, Ostrea gregarea, Exogyra nana, Perna mytiloides.*
I. Marnes de Dives, ou zone à *Amm. Lamberti.* 60m d'argiles et de marnes calcarifères à *A. Lamberti, A. Duncani, A, athleta, A. Lalandei, Gr. dilatata, Waldheimia Bernardina* (*W. impressa*).		

Le *corallien*, à l'embouchure de la Seine, comprend deux assises : celle du bas est l'*oolithe de Trouville* ou zone à *Amm. Martelli* (2), dont le fossile le plus

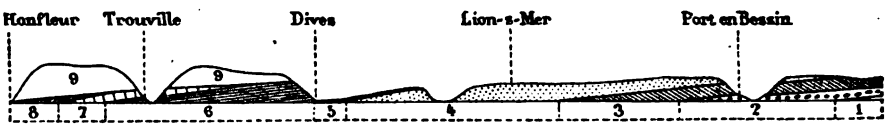

Fig. 405. — Coupe résumée des falaises du Calvados.
1, toarcien; 2, bajocien; 3, bathonien inférieur; 4, bathonien supérieur; 5, callovien; 6, oxfordien; 7, corallien; 8, kimmeridgien; 9, terrain crétacé.

abondant est un oursin, *Echinobrissus scutatus*. Cette assise, épaisse de 15 à 18m, se compose d'un calcaire marneux gris, oolithique (1m,50) à *Trigonia major* et *Perna quadrilatera*, que surmontent 7m de calcaire rempli d'oolithes rouges et blanches à *Echinobrissus ;* puis viennent 5m d'argiles noires avec nodules calcaires et oolithes blanches, à *Pecten subfibrosus* et *Echinobrissus*, enfin 5m de calcaire jaunâtre oolithique. Les nérinées abondent dans cet ensemble ainsi que les *Chemnitzia heddingtonensis, Opis Phillipsi, O. Venus*, etc.

La seconde assise est le *Coral-rag* de Trouville ou zone à *Cidaris florigemma*, séparé de l'oolithe sous-jacente par une marne noire à *Exogyra nana* et gros radioles de *Cidaris*. Le coral-rag, qui n'a que 0m,70 à Auberville, a 25m à Bénerville, où il offre la structure caverneuse et irrégulière qui lui est habituelle. On le retrouve dans le haut de la ville de Trouville, où il renferme *Hemicidaris crenularis, Glypticus hieroglyphicus, Pygaster umbrella*, etc. Mais ce récif a une étendue limitée et, à 300m à l'ouest de la carrière de Trouville, on ne trouve plus que des lumachelles à *Cidaris florigemma* et *Ostrea solitaria*, avec un calcaire gréseux et un banc de calcaire dur à coquilles brisées. Puis, en allant à Hennequeville, on observe, terminant l'assise, 4m de calcaire gréseux jaunâtre et de grès dur, avec un calcaire tendre sableux à trigonies clavellées. Ainsi se prépare la substitution du facies sableux au facies calcaire. Aux environs de Courtomer, c'est la zone à *Amm. Martelli*, puissante de 60m, qui est

(1) Douvillé, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 441. — Hébert, *ibid.*, 2e série XVII, p. 303.
(2) Douvillé, *loc. cit.*

Digitized by Google

formée de calcaires sableux et de sables (*calcareous grit*) et elle est séparée par un grès ocreux (Gacé), du calcaire oolithique et compact du coral-rag.

A Glos près de Lisieux, on observe sur 33 à 40^{m} d'épaisseur, un sable jaune, avec rognons de grès calcarifère, contenant *Trigonia Bronni*, *Nerinea Cassiope*, des astartes, des lucines et des actéonines. Ce sable paraît être l'équivalent du calcaire d'Hennequeville et forme ainsi une zone de passage entre le corallien et le kimmeridgien. Aux environs de Bellême, c'est un calcaire à dicérates qui repose sur le grès calcaire à trigonies, superposé lui-même aux argiles oxfordiennes (1). Ce calcaire correspond au *calcaire de Blangy* de M. de Caumont. Il est pétri de moules de fossiles, nérinées, *Cardium*, *Diceras arietinum*.

Au Havre, l'étage corallien est argileux et ne se distingue pas, dans les sondages, des argiles oxfordiennes ou de celles de l'étage kimmeridgien. Du reste, on remarque à Trouville que même les couches d'oolithes ne laissent apercevoir leur texture que quand elles ont été exposées à l'air libre.

Séquanien, Ptérocérien. — Aux environs de Bellême et de Mortagne, le calcaire à dicérates supporte une assise, épaisse de 4^{m}, de calcaires et de marnes dits *calcaire à astartes* et contenant *Astarte supracorallina*, *Nerinea Gosæ*, *Pholadomya Protei*, *Ceromya excentrica*, *Ostrea deltoidea*.

Ce facies calcaire du séquanien est propre à l'intérieur de la Normandie et, à l'embouchure de la Seine, c'est le caractère argileux qui domine dans les sédiments de la même époque.

Ainsi les calcaires siliceux jaunâtres de Villerville sont surmontés par 16 ou 17 mètres de marnes argileuses, noirâtres, dites *argiles* ou *marnes de Villerville*, à trigonies clavellées, contenant *Ostrea deltoidea*, *Belemnites nitidus* et se terminant par un lit de calcaire noduleux à *Pterocera Oceani*, *P. Ponti*, *Pholadomya Protei*, *Terebratula subsella*, *Rhynchonella inconstans*, *Rhabdocidaris Orbignyi*.

De l'autre côté de l'embouchure de la Seine, à la Hève, on constate aussi qu'un système, épais de 12^{m}, d'argiles grises à *Ostrea deltoidea* et de calcaires à *Amm. Cymodoce*, *Bel. nitidus*, *Waldheimia humeralis*, représentant le séquanien, est recouvert par 0^{m},90 d'un calcaire marneux à ptérocères ; ce dernier renferme, avec les fossiles du calcaire noduleux de Villerville, *Amm. decipiens*, *A. Cymodoce*, *Pinnigena Saussurei*, *Ostrea solitaria*, *Waldheimia humeralis*, *Trigonia papillata*, *Pholadomya Protei*, *Ceromya excentrica*, *Rhabdocidaris Orbignyi*, *Pygurus Royeri*, enfin une variété à gros plis d'*Exog. virgula*.

Virgulien. — Au-dessus, mais seulement à quelque distance au nord de la Hève, où l'érosion a enlevé une partie de l'étage (fig. 406), se présentent les argiles bleues à *Ammonites orthocera*, *A. Lallieri*, *A. longispinus* et les lumachelles à *Exogyra virgula*. Ces argiles, dites *argiles de Honfleur*, forment seules la falaise entre Bléville et Octeville (2), en vertu du plongement des couches et de l'érosion, qui a fait reposer, sur leurs tranches redressées, les sables infracrétacés (fig. 407).

(1) Hébert, *Les mers anciennes et leurs rivages*.
(2) Lennier, *Bull. de la Soc. géol. de Normandie*, VI, p. 290.

Digitized by Google

L'épaisseur de l'étage kimmeridgien, qui n'est que de 40 à 45^{m} aux environs du Havre, s'accroît sensiblement dans l'intérieur de la région normande. A Villequier,

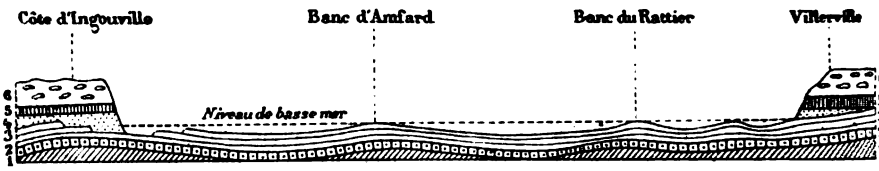

Fig. 406. — Coupe théorique de l'embouchure de la Seine (d'après M. Lennier).
1, argiles oxfordiennes; 2, étage corallien; 3, étage kimmeridgien; 4, sables ferrugineux; 5, gault; 6, craie glauconieuse.

dans la vallée de la Seine, une faille amène au jour 45^{m} d'assises à *Ex. virgula*. Dans le pays de Bray, les mêmes assises sont visibles sur plus de 100 ou 120^{m}. Elles se composent d'argiles bleues et de lumachelles, les unes arénacées, les

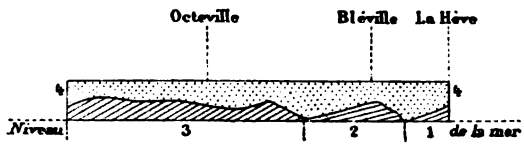

Fig. 407. — Contact des sables ferrugineux et de l'étage kimmeridgien entre la Hève et Octeville (d'après M. Lennier).
1, marnes à ptérocères; 2, argiles à ammonites; 3, argiles virguliennes; 4, sables ferrugineux crétacés.

autres calcaires et assez compactes pour avoir été exploitées comme marbre (marbre d'Hécourt). Juste au milieu de la série s'observe une assise, épaisse de 3 à 4^{m}, de calcaire blanc à cassure lithographique, ne contenant que rarement des fossiles. Les espèces de l'ensemble sont *Ex. virgula*, *Gervillia kimmeridgensis*, *Ammonites Lallieri*, etc.

On remarquera ici qu'en Normandie, où les sédiments argileux dominent, le *ptérocérien*, considéré comme réduit aux marnes à ptérocères, est infiniment moins développé que le virgulien. Le contraire aura lieu dans certaines régions de l'est, où les couches sont presque uniquement calcaires. Si donc on se rappelle que, dans l'étage exclusivement argileux du *kimmeridge-clay* anglais, il n'y avait rien qui indiquât avec netteté la faune ptérocérienne, il paraîtra évident que les mots de ptérocérien et de virgulien doivent moins désigner deux sous-étages bien distincts que deux types du kimmeridgien moyen, susceptibles de se remplacer en partie; le premier ayant une tendance à absorber surtout la base, tandis que le second se développe plutôt au sommet.

Bolonien, Portlandien du Bray. — C'est seulement dans le pays de Bray qu'on peut observer en Normandie les assises supérieures au virgulien (fig. 408). L'ensemble débute par une marne calcaire à *Ostrea catalaunica*, que surmonte un grès calcaire en plaquettes à *Anomia lævigata*. Puis viennent des calcaires marneux et des marnes bleues calcarifères, enfin un grès calcaire glau-

Digitized by Google

conieux, avec poudingue à galets arrondis de roches anciennes et renfermant *Hemicidaris Hofmanni, Echinobrissus Brodiei, Ostrea bruntrutana.* Toute cette

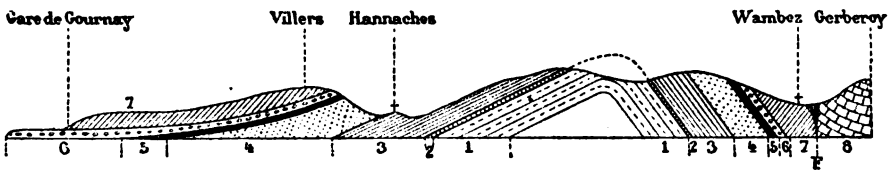

Fig. 408. — Coupe du Pays de Bray entre Gournay et Gerberoy.

1, argiles inférieures à *Ex. virgula;* 2, calcaire lithographique; 3, argiles supérieures à *Ex. virgula*; 4, sables, grès et calcaires marneux boloniens; 5, argile à *O. expansa*; 6, grès à *Trig. gibbosa*; 7, terrain crétacé inférieur; 8, craie; F, faille.

série, épaisse de 35^{m} près de Neufchâtel, a 50^{m} aux abords de Gournay. Elle représente le sous-étage bolonien.

Alors apparaît une assise constante, épaisse d'environ 12^{m}; c'est une argile bleue avec *O. expansa*, contenant quelques bancs de calcaire marneux bleu à grandes ammonites (*Amm. rotundus*) et couronnée, soit par un sable noir ou verdâtre, soit par une argile verte bariolée de rouge. Par-dessus repose un grès ferrugineux, épais d'une dizaine de mètres, quelquefois à l'état de sable, d'autres fois ayant la consistance du biscuit et renfermant d'assez nombreux fossiles, parmi lesquels *Trigonia gibbosa*. Cet ensemble représente évidemment le portlandien. Dans le sud du Pays de Bray, l'étage qui vient d'être décrit se transforme peu à peu en un sable sans fossiles, à gros galets de roches anciennes, comme si l'émersion qui a marqué la fin de la période oolithique avait été plus prononcée vers le centre du bassin.

§ 4

LE SYSTÈME OOLITHIQUE DANS LE BAS-BOULONNAIS

La série oolithique du Bas-Boulonnais emprunte un intérêt spécial à sa situation intermédiaire entre les affleurements de Normandie et d'Angleterre, d'une part, et ceux des Ardennes, d'autre part. En outre, elle marque le point extrême atteint, vers le nord-est, par la bande oolithique du bassin anglo-parisien, et l'on sait qu'il n'est même pas nécessaire d'avoir franchi la crête qui sépare le Boulonnais de la Flandre pour voir la craie reposer sur le terrain ancien, sans aucun dépôt jurassique dans l'intervalle. Les couches oolithiques de cette région représentent donc certainement un facies de rivage, ce qui explique l'extrême variabilité des sédiments d'un point à un autre. D'ailleurs l'attention des géologues s'y est portée de bonne heure et de nombreux travaux ont été consacrés à l'exacte détermination des divers horizons (1).

(1) Voir, parmi les travaux les plus récents, de Loriol et Pellat, *Monographie de l'étage portlandien du Boulonnais.* — Pellat, *Ann. de la Soc. géol. du Nord,* V.

Digitized by Google

Bajocien et Bathonien. — Le système oolithique débute dans le Boulonnais par une série de sables gris et jaunes avec argiles et lits de lignite pyriteux, qu'on peut rapporter au bajocien, mais qui peut-être représentent une formation continentale de date plus ancienne, reposant directement sur les roches carbonifères (1). Épais de 2 à 3^{m} à Hydrequent, ces sables lignitifères atteignent ailleurs 25^{m}. Il est à remarquer que, par leur composition minéralogique, ils sont à peu près identiques avec les assises dites wealdiennes qui, dans cette région, forment la base du système infracrétacé.

Au dessus de ces sables apparaît le bathonien, composé comme il suit :

5. Marne à *Waldheimia lagenalis*, *Tereb. intermedia*, *Rhynchonella major*, *R. badensis*, *Holectypus depressus* (1^{m}).
4. Calcaire marneux à *Rhynchonella elegantula* et *Acrosalenia Lamarcki* (2^{m}).
3. Calcaire oolithique de Marquise à *Rhynch. Hopkinsi* (10^{m}).
2. Calcaire jaunâtre oolithique à gastropodes et à *Clypeus Ploti* (3 à 5^{m}).
1. Marnes à *Ostrea Sowerbyi*, *Terebratula maxillata*, *Mytilus Sowerbyanus* (1^{m},50).

L'assise 5 correspond au *cornbrash* anglais. A Belle et Bellebrune, elle est très fossilifère et contient, avec les fossiles indiqués, *Avicula echinata*, *Cypricardia caudata* et *Anabacia Bouchardi*. L'assise 4 représente le *Forest-marble* et 3 est l'équivalent du calcaire de Minchinhampton.

Oxfordien, Corallien. — L'étage oxfordien du Boulonnais offre la coupe suivante :

Zone à *Amm. cordatus.*
- 6. Blocailles à *Ostrea gregarea*, *Gryphæa bullata* (1^{m},50).
- 5. Argiles et calcaires de la Liégette à *Gryphæa dilatata*, *Waldheimia impressa* et *Millericrinus* (5^{m}).

4. Z. à *Amm. Marix*. Argiles noires du Wast à *Amm. Renggeri* (6^{m}).
3. Z. à *Amm. Lamberti*. Calcaires marneux esquilleux, au sud du Wast (1^{m},90).
2. Z. à *Amm. Duncani*. Argiles et calcaires sableux de Montaubert à *Serpula vertebralis* (6^{m}).
1. Z. à *Amm. macrocephalus* (Callovien). Argiles ferrugineuses de Belle, à *Amm. calloviensis* (*A. Galilæi*), *A. modiolaris* et *Waldheimia umbonella* (5^{m}).

Chacune de ces assises peut être facilement mise en parallèle avec l'une des zones de l'oxfordien des environs de Trouville.

A la base du corallien, sur le niveau de l'argovien, s'observe le *calcaire d'Houllefort*, épais de 0^{m},60, à nombreux *Opis* avec *Amm. Martelli*, *Chemnitzia* (*Pseudomelania*) *heddingtonensis*, *Thamnastræa arachnoides*, *Cidaris florigemma*, *C. Blumenbachi*. Au-dessus vient le *calcaire du Mont des Boucards*, puissant de 50 mètres et offrant un facies vaseux avec *Ostrea solitaria*, *Isocardia striata* et pholadomyes (*P. lineata*, *P. pelagica*), et, sur certains points, des récifs de polypiers avec *Cidaris florigemma* et *Hemicidaris intermedia*. Enfin, dans la vallée de la Liane, à Brucdale et en d'autres points, on voit se développer, au sommet de l'étage, un récif de polypiers, de 20^{m}, avec *Cidaris florigemma* et *Hemicidaris crenularis*, occupant la place du dicératien.

Séquanien. Ptérocérien. Virgulien. — Le récif de Brucdale est couronné par 10 mètres d'une argile noire à *Ostrea deltoidea*, avec nodules de fer carbonaté, qui, à Brunembert, passe en haut à des grès rougeâtres avec ammonites où M. Pellat

(1) Gosselet, *Esquisse géol. du Nord*, p. 190.

Digitized by Google

a recueilli des espèces de la zone à *Amm. polyplocus* du jurassique alpin, notamment *Amm. Lothari*. A ces grès, épais de 5 mètres et ayant pour équivalent les couches à *Trigonia Bronni* d'Echinghen, succèdent des calcaires oolithiques où l'on distingue (1) : l'oolithe à nérinées d'Hesdin-l'Abbé, avec *Terebratula cincta* et *Waldheimia egena ;* 2° des argiles à *Ostrea deltoidea* et des calcaires compacts à lithodomes terminant le séquanien ; 3° les calcaires jaunâtres, sableux de Bellebrune, avec *Waldheimia humeralis*, *Natica Rupellensis*, *Anisocardia Legayi*, le tout épais d'une dizaine de mètres.

Enfin sur cet ensemble et complétant le ptérocérien reposent les sables et grès de Wirvigne (5m), à *Tereb. subsella*, *Trigonia papillata*, *Ceromya excentrica*, *Pygurus Royeri*, *Rhabdocidaris Orbignyi;* ces fossiles, qui sont ceux de la Hève, sont associés, comme dans cette localité, à une variété à gros plis d'*Exog. virgula.*

Le virgulien proprement dit comprend, dans le Boulonnais, trois zones distinctes, subdivisées ainsi qu'il suit :

III. Zone à *Amm. Erinus.* 6. Schistes et calcaires inférieurs de Châtillon, avec *Lingula ovalis* (12m).

II. Z. à *Amm. caletanus.* 5. Sables et grès à *Pygurus* et *Trigonia variegata* du Moulin-Hubert (4m,50). 4. Argiles supérieures et calcaires, avec *A. caletanus* et *Exog. virgula* nombreuse (18m). 3. Sables et grès de Conninchthun (2m).

I. Z. à *Amm. orthocera.* 2. Argiles et calcaires inférieurs du Moulin-Hubert, avec *Amm. orthocera* et nombreuses *Ex. virgula* (22m,50). 1. Couches de Brecquerecque, en plaquettes calcaires, avec *Pholadomya hortulana*, *Ex. virgula* petite et peu nombreuse (15m).

Bolonien. — Les falaises voisines de Boulogne offrent un ensemble d'argiles, de sables et de grès qui a longtemps été qualifié de *portlandien*, mais qui forme,

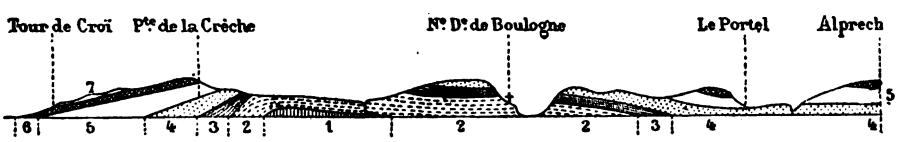

Fig. 409. — Coupe des falaises de Boulogne (d'après M. Pellat).

1, zone à *Amm. orthocera;* 2, zone à *Amm. caletanus*; 3, argiles à *Amm. portlandicus*; 4, sables, grès et poudingues à *Amm. portlandicus*; 5, argiles à *Ostrea expansa*; 6, zone à *Trig. gibbosa;* 7, terrain crétacé.

en réalité, un *épisode* à facies littoral dans la partie supérieure du *Kimmeridge clay*. M. Blake a proposé pour le désigner le nom de *Bolonien* (2).

M. Pellat y distingue les assises suivantes (fig. 409) :

6. Argiles et calcaires noirâtres à *Cardium Morini*, *Discina latissima*, plaquettes de grès couvertes d'*Astarte scalaria* (15m).
5. Grès à *Pterocera Oceani*, *Cyprina Brongniarti*, *Hemicidaris Purbeckensis* de Ningle et de la Crèche (6m).
4. Sable à *Natica Marcousana* et *Perna rugosa* de Terlincthun.
3. Poudingue à *Trigonia Pellati* de Châtillon, équivalent des sables et grès à *Trig. Micheloti*. . . . . } 10m.

(1) Pellat, *Geologist's assoc.*
(2) *Quart. Journ. geol. Soc. of London*, XXXVII, p. 581 (1881).

Digitized by Google

2. Argiles bleuâtres à végétaux, sables et grès à *Amm. portlandicus* du Mt Lambert et de Terlincthun (7m).
1. Grès et calcaires sableux de Châtillon avec *Amm. portlandicus*, *Exog. virgula* (*var. portlandica*), *Hemicidaris Purbeckensis* (17m).

Ce qui attire l'attention dans cet ensemble, c'est le grand nombre des couches arénacées, avec grès durs souvent isolés en gros rognons aplatis, comme ceux du *dogger* anglais.

Portlandien. — Les couches vraiment portlandiennes du Bas-Boulonnais forment la série suivante (1) :

5. Travertin à *Cypris*, avec *Astarte socialis*, du sommet des falaises de la Crèche et de Wimereux (2m50).
4. Calcaire siliceux de Wimereux (2m50), avec *Cerithium Mantelli*, *Cardium dissimile*, *Serpula coacervata*, couches à *Cyrena Pellati* de Wimille et minerai de fer d'Ecaux et de Rupembert.
3. Sable et grès d'Alpreck (4m) à *Natica elegans*, *N. Ceres*, *Trigonia gibbosa*, *T. incurva*.
2. Sables et grès calcarifères noduleux d'Alpreck (3m) à *Cardium Pellati*, *Trigonia radiata*, *Serpula coacervata*, *Echinobrissus Brodiei*.
1. Argiles et calcaires glauconieux, d'un noir verdâtre, des falaises entre La Crèche et Wimereux (13m,50), à *Perna Bouchardi*, *Ostrea expansa*, *Acrosalenia Kœnigi*.

L'assise 1 paraît représenter le *Portland sand;* les assises 2, 3 et 4 contiennent la faune de la série à silex (*flinty series*) de Portland, tandis que celle de la pierre à bâtir de la même localité semble faire défaut (2). Dans ce cas, 5 appartiendrait au *Purbeck*.

§ 5

LE SYSTÈME OOLITHIQUE DANS LES ARDENNES ET LA LORRAINE

Le système oolithique forme, depuis les sources de l'Oise jusqu'aux abords de Poitiers, une ceinture continue autour du bassin de Paris. Après cela il apparaît, par intervalles, sur toute la bordure occidentale de ce bassin, venant ainsi rejoindre les affleurements de la région normande.

Les variations que subit, dans ce long parcours, la composition des divers étages, offrent trop d'intérêt pour que nous ne tentions pas d'en définir les traits principaux. C'est ce que nous allons faire, en suivant de proche en proche les lignes d'affleurement.

A. ÉTAGES INFÉRIEURS

Bajocien. Calcaires à Entroques et à polypiers. — Dans la région ardennaise, le bajocien se divise (3) en deux assises : à la base, le calcaire marneux à *Amm. Murchisonæ*, épais de 10m et contenant *Belemnites giganteus*, *Amm. Sowerbyi*, *Trigonia costata ;* au sommet, le calcaire à *Amm. Blagdeni*, puissant de 10m à Ilirson, de 40m sur les bords de la Meuse. C'est un calcaire jaunâtre, quelquefois oolithique, renfermant *Amm. subradiatus*, *Bel. giganteus*, *Ostrea*

(1) Pellat in *Geologist's association.*
(2) Blake, *Quart. Journ. geol. Soc. of London*, XXXVII, p. 566.
3) Gosselet, *Esquisse géol. du nord*, etc., p. 189.

Digitized by Google

ampulla, *Terebratula perovalis* et donnant, à Dom-le-Mesnil, près de Sedan, une bonne pierre de taille de couleur jaune.

En approchant de la Lorraine, on voit la partie supérieure du bajocien se développer sous la forme d'un *calcaire à polypiers*, formant des récifs isolés.

Le bajocien de la Moselle débute par une assise, puissante de 40 à 50^{m}, d'un *calcaire ferrugineux*, assez souvent sableux, que surmonte un calcaire compact, épais de 20 à 25^{m} et remarquable par la grande quantité de lamelles spathiques, provenant de débris d'encrines, qu'il contient ; c'est le *calcaire à entroques*. L'ensemble de ces deux assises est caractérisé par *Amm. Murchisonæ* et *Amm. Sowerbyi*, avec *Pecten demissus* et *P. personatus*.

Au-dessus vient le *calcaire à polypiers*, renfermant une énorme quantité de zoophytes, de la famille des Astréides, *Synastræa*, *Prionastræa*, etc., et formé d'un calcaire grenu ou saccharoïde, gris blanchâtre. C'est le niveau des *Amm. Humphriesianus*, *A. Sauzei*, *Terebratula perovalis*. Au sommet apparaît un calcaire subcompact à grosses oolithes, avec *Amm. Blagdeni* et *Bel. giganteus*. L'ensemble de ces deux assises a environ 25^{m}, ce qui donne au bajocien de la Moselle, du moins au nord de Metz et dans la région de Longwy, une puissance de près de 100^{m}. Cet étage étant presque exclusivement calcaire, les vallées qui le découpent sont profondément encaissées. En considérant les polypiers et les oolithes comme des accidents, le type normal de l'étage serait un calcaire marno-sableux à *Pholadomya bucardium* (1).

Grande oolithe ardennaise. — Le bathonien ardennais, dont la figure 410

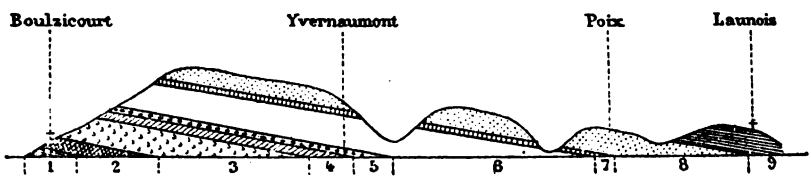

Fig. 410. — Coupe du système oolithique entre Boulzicourt et Launois (d'après M. Gosselet).

1, toarcien supérieur ; 2, zone à *Amm Murchisonæ* ; 3, zone à *A. Blagdeni* ; 4, zone à *Ostrea acuminata* ; 5, zone à *Clypeus Ploti* ; 6, oolithe blanche à *Cardium pes bovis* ; 7, zone à *Rhynch. decorata* ; 8, zones à *Rh. elegantula* et *Waldheimia lagenalis* ; 9, minerai callovien et marnes oxfordiennes.

indique les relations, comprend six zones distinctes (2) :

6. Calcaire en plaquettes à grandes huîtres (*O. flabelloides*) avec *Waldheimia lagenalis* (5 à 6^{m}).
5. Calcaire marneux à *Rhynchonella elegantula*, avec *Tereb. intermedia*, *Waldheimia digona*, *Eudesia cardium*, *Terebratula* (*Dictyothyris*) *coarctata*, *Pecten vagans*, *Ostrea costata*, *Avicula echinata*, *Nerinea patella*, *Holectypus depressus*, *Acrosalenia spinosa*, *Echinobrissus cluniculuris*, *Anabacia complanata* (30 à 40^{m}).
4. Calcaire blanc, marneux à *Rhynchonella decorata*, avec *Corbis Lajoyei* (10^{m}).
3. Calcaire blanc, crayeux, à oolithes de dimensions très variables, à *Cardium pes bovis*, avec *Purpura minax* (50 à 60^{m}).
2. Oolithe miliaire à *Clypeus Ploti* (10^{m}).
1. Calcaires jaunes arénacés, marnes et lumachelles à *Ostrea acuminata*, avec *Amm. Parkinsoni*, *Belemn. giganteus*, *Pholadomya Vezelayi*, *Terebratula maxillata*, *Avicula echinata* (15 à 25^{m}).

Les assises n° 1 et n° 2, qui correspondent au *fuller's earth* anglais, sont sou-

(1) Bleicher, *Soc. géol. de France*, 17 avril 1882.
(2) Gosselet, *op. cit.*, p. 191.

Digitized by Google

vent argileuses et donnent un niveau de sources bien marqué. Les calcaires jaunes sont exploités pour moellons plutôt que pour pierres de taille, notamment à Connage. L'assise n° 3, assez riche en polypiers et en bryozoaires, est la *grande oolithe* blanche et fournit une pierre de taille très facile à travailler, exploitée dans les grandes carrières de Chémery et celles de Boulzicourt : l'un de ses bancs inférieurs, à oolithes rosées de la grosseur d'un pois, est particulièrement dur. Tous les caractères de l'assise sont ceux d'une formation corallienne, et l'on y trouve parfois des débris de fougères (*Lomatopteris*), attestant que les points où se formaient les récifs étaient voisins de la terre ferme.

L'assise 4 se distingue par un banc pétri de *Rhync. decorata*, qu'on peut suivre depuis Éparcy, dans l'Aisne, jusqu'à Bulson. Enfin il convient de noter la profusion des *Avicula echinata* dans certaines couches marneuses et oolithiques de l'assise 5, laquelle est séparée de la précédente par un horizon de calcaires blancs à *Rhynchonella Hopkinsi*.

La grande oolithe change de caractères et devient de plus en plus sableuse à mesure qu'on se rapproche de la limite du bassin. C'est ainsi qu'au delà de Bulson, en se dirigeant vers la Meuse, on ne trouve plus dans le bathonien d'oolithe blanche, mais seulement des calcaires oolithiques et sableux, jaunâtres (pierre de Bulson) et très pauvres en fossiles; dans la direction de l'Est, vers Létanne, ce sont des calcaires marneux jaunâtres qui se substituent à la grande oolithe. Enfin, dans la Moselle, on trouve à ce niveau 50^{m} de marnes grises ou bleues et de calcaires avec nérinées, pholadomyes et *Holectypus*.

Bathonien lorrain. — L'assise inférieure du bathonien lorrain est formée par une couche de marne ou d'argile sableuse, pouvant atteindre 8 ou 10^{m} et contenant, quelquefois en très grande abondance, *Ostrea acuminata*. Elle est recouverte par le calcaire jaune de Jaumont, formé de bancs épais, souvent à fausses stratifications, d'une oolithe miliaire. Ce calcaire a de 12 à 20^{m} aux environs de Metz et atteint 30^{m} dans le bassin de la Chiers. Il renferme *Amm. Parkinsoni*, *A. niortensis*, *Pholadomya Vezelayi*, etc.

Enfin ce calcaire est surmonté, entre Conflans et Gravelotte, par une assise, épaisse d'environ 25 ou 30^{m}, de marnes argileuses à grosses oolithes ferrugineuses, avec *Ostrea acuminata*, *O. costata* et *Clypeus Ploti* (zone à *Ammonites ferrugineus*). Cette assise contient, dans la Meurthe, trois horizons de calcaire oolithique, exploités sous le nom de *balin*.

Au-dessus de cet ensemble, la grande oolithe paraît représentée, au moins partiellement, par les calcaires du Jarnisy. Car cette assise correspond au calcaire compact à *Rhynchonella decorata*, qui forme à Chaumont les flancs de la vallée de la Marne, avec une puissance de 25 à 30^{m}. Au delà de la ligne de séparation des bassins de la Seine et de la Meuse, ce calcaire se poursuit jusqu'à Neufchâteau avec les mêmes caractères minéralogiques; mais son fossile distinctif fait défaut (1).

(1) Wohlgemüth, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 258.

Digitized by Google

Aux environs de Toul, on peut distinguer à ce niveau une oolithe blanche, couronnée par un calcaire à polypiers, que surmontent des rocailles oolithiques à nombreux individus d'*Anabacia orbulites*, formant un horizon très constant, que caractérise aussi *Amm. wurtembergicus*.

La série qui se développe par-dessus appartient tout entière au bathonien supérieur et peut être désignée sous le nom de zone à *Amm. procerus*. On y distingue, du haut en bas (1) :

4. Dalle oolithique blanche (dalle nacrée), ou horizon à *Gresslya peregrina* ; (calcaire miliaire d'Étain, calcaire de Rouvres).
3. Marnes de Rouvres à *Ostrea Knorri*.
2. Marnes et calcaires de Conflans, avec horizon à *Rhynch. varians*, supporté par la zone à *Waldheimia lagenalis*.
1. Marnes de Friauville à *Ostrea Knorri* et *Waldheimia ornithocephala*.

L'assise 1 a souvent jusqu'à 80^{m}; les assises 2 et 3 ont ensemble 50^{m}. Enfin les calcaires de Rouvres et d'Etain atteignent 45^{m} (2).

A l'exception de la dalle oolithique blanche, calcaire fissile autrefois exploité dans le pays pour la couverture des toits et connu sous le nom de *lave*, ces divers horizons ne sont plus nettement distincts dans la Haute-Marne et les environs de Liffol, où ils sont remplacés par un ensemble de calcaires et de marnes à *Eudesia cardium*, *Avicula Bramburiensis* et *Ammonites procerus*.

Tandis que les calcaires et marnes à *Ostrea acuminata* forment la zone à *Amm. ferrugineus*, équivalent du *fuller's earth*, les assises du bathonien supérieur de la Lorraine peuvent être réunies sous le nom de zone à *Amm. aspidoides* (3). Entre ces deux zones s'étend un horizon corallien, celui de la grande oolithe blanche ; mais cet horizon, déjà très réduit en Lorraine, peut faire défaut plus à l'est et, dans ce cas, les deux zones ammonitifères se trouvent en contact immédiat sans qu'il y ait entre elles de lacune réelle.

B. ÉTAGES SUPÉRIEURS

Callovien. — Le callovien, représenté dans les Ardennes par la zone à *Amm. macrocephalus*, est formé par une argile grise pyriteuse, épaisse de 8 à 10^{m}, avec plaquettes gréseuses et un minerai de fer argileux, à l'état de limonite oolithique, constituant une couche de 4 ou 5^{m}, riche en fossiles, *Amm. macrocephalus*, *A. Backeriæ*, *A. Chamousseti*, *A. Goweri*, *Ostrea Knorri*, *Trigonia arduennensis*, *Pecten fibrosus*, *Rhynchonella spathica*. L'argile fait quelquefois défaut à la base et le minerai, à l'état de taches rouges dans un calcaire rognonneux, se relie intimement au bathonien sous-jacent. La limonite callovienne a fait l'objet d'une exploitation active dans toute la zone qui s'étend, au pied des crêtes oxfordiennes, entre la Besace et Poix.

Le callovien inférieur, caché dans la Meuse par les éboulis et les alluvions de

(1) Wohlgemüth, *loc. cit.*
(2) Terquem et Jourdy, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXVI, p. 947.
(3) Douvillé, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VI, p. 576.

Digitized by Google

la plaine de la Woëvre, apparaît de nouveau près de Toul, ainsi qu'à Liffol-le-Petit, sous la forme d'un calcaire marneux, contenant *Amm. tumidus*, *Waldheimia sublagenalis*, *Collyrites elliptica*. On peut le suivre ainsi jusque dans la Haute-Marne, où il devient de plus en plus calcaire (1).

Le callovien supérieur ou zone à *Amm. anceps* se montre, à partir de Liffol-le-Grand, sous la forme d'un calcaire marneux à oolithes ferrugineuses, se poursuivant jusqu'à Bologne et à Chaumont, dans la Haute-Marne. Il renferme *Amm. Jason*, *A. coronatus*, *A. Backeriæ*, *A. lunula*, *Waldheimia umbonella*, *Collyrites elliptica*.

Oxfordien. Gaize. Calcaire à chailles. — Dans les Ardennes, la zone à *Amm. Lamberti* est à l'état d'argile téguline, exploitée à Omont ; elle forme une assise peu fossilifère, à *Gryphæa dilatata*, épaisse d'une cinquantaine de mètres et contenant, à sa base, *Serpula vertebralis* et *Belemnites clucyensis*. Cette assise sert de sous-sol, tantôt à de belles prairies, tantôt aux parties les plus riches (molières) de la Forêt de l'Argonne occidentale. Quelques concrétions siliceuses s'y observent vers la base. Au-dessus vient, formant partout une falaise assez abrupte (fig. 411), garnie de forêts, la *gaize* à *Amm. Mariæ ;* c'est un mélange

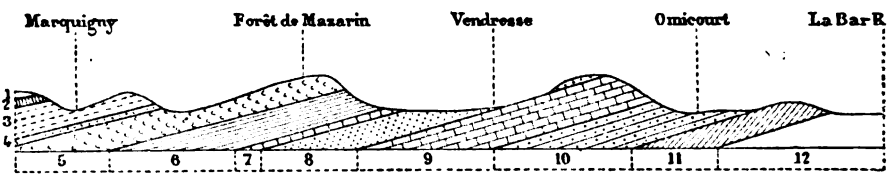

Fig. 411. — Coupe du système oolithique aux environs de Vendresse.

1, grès vert crétacé ; 2, marnes à *O. deltoidea* ; 3, corallien ; 4, oolithe ferrugineuse de Neuvizy ; 5, gaize à *Amm. Mariæ :* 6, argiles oxfordiennes ; 7, minerai de fer callovien ; 8, bathonien supérieur : 9, grande oolithe ; 10, calcaires jaunes et marnes à *O. acuminata* ; 11, bajocien ; 12, marnes toarciennes

d'assises marneuses et de couches d'un grès argileux, riche en silice gélatineuse, avec *Modiola bipartita*, *Mytilus imbricatus*, *M. consobrinus*, *Pinna lanceolata*, *Pholadomya exaltata*. Cette assise, dont la puissance peut être évaluée à 50^{m} au moins, devient de plus en plus siliceuse à mesure qu'on s'y élève et renferme, en abondance, dans le voisinage de son sommet, *O. gregarea* et *Gryphæa dilatata* (variété plate). Elle est recouverte par une couche peu épaisse de marnes et de calcaires rognonneux avec petites oolithes ferrugineuses, se transformant, sur le bord extrême des affleurements, en limonite oolithique. C'est le *minerai de fer de Neuvizy* ou zone à *A. cordatus*. A Neuvizy, où la couche exploitée a de 2 à 3^{m}, les fossiles sont nombreux, à l'état siliceux. On recueille, dans cette localité et aux environs, *Amm. cordatus*, *A. Martelli*, *Rhynchonella Thurmanni*, *Chemnitzia heddingtonensis*, *Gervillia aviculoides*, *Plicatula tubifera*, *Gryphæa bullata*, *Galeropygus*, *Echinobrissus micraulus*, *Cidaris cervicalis*, *Acrosalenia decorata*, etc.,

(1) Wohlgemüth, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 111. — Bien que la Haute-Marne ne fasse pas, à proprement parler, partie de la Lorraine, il nous a paru impossible de placer dans un autre paragraphe ce qui concerne les dépôts oolithiques de ce département.

Digitized by Google

enfin une grande abondance de *Millericrinus ornatus*. Des concrétions siliceuses en forme de blocs de grès sont quelquefois subordonnées à cette assise.

Les argiles oxfordiennes inférieures forment, dans la Meuse, la plaine de la Woëvre et renferment *Trigonia clavellata*. Ce sont les *argiles de la Woëvre* de M. Buvignier. On les exploite pour tuiles aux environs de Toul où, comme dans les Ardennes, elles sont difficiles à séparer du callovien. Quant à l'oxfordien supérieur de la Lorraine, il est caractérisé par des marnes sableuses avec concrétions siliceuses qui lui ont fait donner le nom de *calcaire à chailles*. Parmi ses fossiles, devenus siliceux, dominent *Terebratula Galliennei*, *Rhynchonella Thurmanni*, *Gryphæa bullata*, *Collyrites bicordata*, *Millericrinus horridus*.

Corallien des Ardennes. — Le corallien débute par une marne argileuse, d'un gris noirâtre à la base, de plus en plus calcaire vers le sommet et où abondent de gros échantillons de *Phasianella striata*. Cette marne, qui forme un niveau d'eau caractérisé à la base des calcaires à coraux, a 10 ou 12^{m} d'épaisseur aux environs de Neuvizy et renferme quelques intercalations oolithiques avec *Ammonites Martelli;* à sa partie supérieure est une couche de marne calcaire remplie d'*Exogyra nana* et de gros radioles de *Cidaris florigemma*.

Au-dessus de cette assise, qui correspond à l'argovien, apparaissent les calcaires coralliens, puissants de 120 à 130^{m}. A la base sont des calcaires rognonneux et caverneux, avec polypiers en place, tantôt spathisés, tantôt siliceux (*Stylina Deluci*, *Calamophyllia Moreaui*, etc.), alternant avec des calcaires terreux et des couches marneuses remplies de radioles d'oursins. C'est surtout à ce niveau que se rencontrent *Cidaris florigemma* et *Hemicidaris crenularis*. Au-dessus on observe un calcaire compact, à moules de *Diceras arietinum*, avec bancs oolithiques, parfois sableux, à nérinées (*Nerinea Defrancei*, *N. castor*). Enfin à la partie supérieure se montre un calcaire compact d'aspect lithographique, entremêlé de marnes et contenant de nombreux lamellibranches écrasés.

Corallien de la Meuse et de la Haute-Marne. — Dans la Lorraine, aux environs de Saint-Mihiel, notamment à Varvinay, le corallien inférieur est formé par 5 à 8^{m} de calcaire à encrines, avec *Waldheimia censoriensis*, *Glypticus hieroglyphicus*, *Cidaris florigemma*, reposant directement sur la partie supérieure du calcaire à chailles et se continuant sur une assez grande puissance sous la forme d'un calcaire en partie à grain fin, en partie oolithique. Mais non loin de là, à Creuë, on trouve, exactement au même niveau, un calcaire blanc à grain fin, à *Pholadomya lineata*, *Panopæa peregrina*, *Ammonites canaliculatus*, se poursuivant, sur plus de 60^{m}, jusqu'au sommet du plateau d'Hattonchâtel. Comme d'ailleurs des coupes récentes ont permis de constater la superposition directe du calcaire de Creuë aux couches à *Terebratula Galliennei*, on ne saurait se refuser à voir dans ce calcaire, parfois considéré comme oxfordien, un facies vaseux de l'ensemble de l'argovien et de la base du corallien (1).

(1) Douvillé, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 463. — Wohlgemüth, *ibid.*, X, p. 104.

Digitized by Google

Le dicératien est formé, à Saint-Mihiel, par l'oolithe blanche à nérinées et à *Diceras arietinum*, puissante de 15 à 20^{m} et couronnée par des calcaires d'un blanc de craie, presque compacts.

L'étage corallien des environs de Saint-Mihiel, dont l'épaisseur est d'environ 70^{m}, a fourni des fougères, *Coniopteris conferta*, *Scleropteris Pomeli*, *Stachypteris spicans*, *Jeanpaulia obtusa*, *J. laciniata*, *J. flabelliformis*, des cycadées, *Zamites Moreaui*, *Z. confusus*, enfin des conifères (*Brachyphyllum*).

C'est au corallien qu'appartiennent les pierres de construction si estimées d'Euville et de Lérouville, dans la Meuse.

Dans la Haute-Marne, où le corallien a près de 100^{m}, les couches à *Amm. cordatus* sont surmontées par des marnes auxquelles elles se relient d'une façon insensible et qui contiennent *Amm. hispidus* et *Amm. Martelli*. Ensuite viennent des marnes et des calcaires compacts à *Amm. Marantianus* et *A. bimammatus*, renfermant des intercalations de calcaire grumeleux à *Cidaris florigemma*. Enfin l'étage se termine par l'*oolithe corallienne de Doulaincourt* et de Saucourt, à *Diceras arietinum*, *Cidaris florigemma* et nérinées, parfois interrompue par des bancs marneux à *Amm. bimammatus*. Ainsi, dans cette région, le facies marneux tend à prédominer sur les formations de récifs.

Ce caractère devient encore plus prononcé dans la vallée de la Marne, où les couches à *Amm. canaliculatus* sont surmontées par des marnes sans fossiles, lesquelles, à Vouécourt, viennent s'appuyer en biseau contre les calcaires à polypiers, comme un dépôt vaseux qui s'est formé au pied d'un récif. Ces marnes sont donc synchroniques de l'oolithe à *Diceras* (1). L'interruption des récifs coralliens en cet endroit s'explique sans peine si l'on remarque que les marnes sans fossiles occupent la place du détroit par lequel le bassin parisien communiquait avec celui du Jura.

De cette façon, les calcaires marneux à *Amm. bimammatus* s'offrent à nous comme le *facies pélagique normal* de l'étage corallien, au milieu duquel les oolithes et les récifs ne constituent que des accidents plus ou moins localisés.

Kimmeridgien ardennais. — La série qui se développe au-dessus du corallien, dans la région ardennaise, comprend les assises suivantes, dont les cinq premières correspondent au séquanien et au ptérocérien, et les trois dernières au virgulien. Là se termine le système oolithique, les grès verts crétacés ayant fortement débordé vers le nord-est les affleurements jurassiques.

8. Argiles à *Ostrea virgula*.
7. Marnes grises avec lumachelles à *O. virgula* et *Amm. Lallieri*.
6. Calcaire marneux blanc et marne à chaux de Grandpré, à *Pholadomya Protei* et *O. virgula*. } (40 à 50^{m}).
5. Marnes de Mont-de-Jeux à *Pholadomya Protei* et *Astarte minima*.
4. Calcaire de Champigneulles, marneux ou oolithique, à polypiers et *Nerinea Goscæ*. } (90^{m}).

(1) Royer et Barotte, *Explic. de la carte géol. de la Haute-Marne.* — Tombeck, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, I, p. 335; II, p. 14, 251; IV, p. 162; V, p. 24. — Tombeck, Royer et de Loriol, *Description des étages jurassiques supérieurs de la Haute-Marne*, 1872.

Digitized by Google

3. Marnes noires ou grises de Verpel, avec bancs lenticulaires de pierre dure bleue exploitée pour les routes; *Ostrea deltoidea*, *O. bruntrutana* (20m).
2. Calcaire à fines oolithes de Buzancy, avec *Astarte minima* (4 à 5m).
1. Marne noire de l'Orphane, à *Ostrea deltoidea* et *Astarte minima* (5 à 5m).

Kimmeridgien lorrain. — En Lorraine, le séquanien présente, à la base, des marnes et des lumachelles à *Ostrea deltoidea* ou *Exog. bruntrutana*, surmontées de calcaires blancs oolithiques avec nérinées, *Diceras*, *Rhynch. pinguis* et *Waldh. egena*. Le tout supporte des calcaires blancs à oolithes irrégulières.

Le ptérocérien, qui vient ensuite, débute par les calcaires lithographiques de Gondrecourt, à *Waldheimia humeralis* et *Goniolina geometrica*, sur lesquels repose un calcaire glanduleux très dur à *Terebratula subsella*, *Waldh. humeralis*, *Pterocera ponti*, *P. oceani*, *Nerinea Desvoidyi*.

Enfin cet ensemble est couronné par les marnes du virgulien, généralement argileuses et remplies d'*Ex. virgula*, alternant avec des calcaires à *Pholadomya multicostata*, *Gervillia kimmeridgensis*. A la base s'observe à Houdelaincourt un calcaire crayeux à *Amm. longispinus*, *Astarte supracorallina*, *Pinna granulata*. Cette même faune existe à Nixéville, près de Verdun, dans des calcaires blancs associés à des marnes foncées, avec *Ex. virgula* très abondante.

La figure 412 indique les relations des étages oolithiques supérieurs au nord de Neufchâteau.

Dans le Barrois, le virgulien tend de plus en plus à passer à l'état de calcaire lithographique, avec intercalation de lumachelles à *Exogyra virgula*.

C'est surtout dans le séquanien qu'une transformation marquée s'opère lorsque,

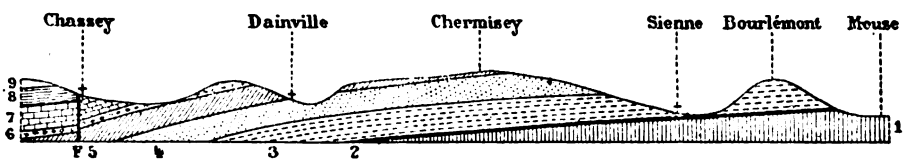

Fig. 412. — Coupe des collines de la rive gauche de la Meuse au nord de Neufchâteau (d'après M. Douvillé).
1, bathonien; 2, callovien à *Collyrites elliptica*; 3, marnes oxfordiennes; 4, calcaire crayeux à *Diceras arietinum*; 5, calcaire compact à *Waldheimia egena*; 6, oolithe de la Mothe; 7, calcaire de Gondrecourt à *Waldh. humeralis*; 8, virgulien; 9, calcaire du Barrois; F, faille.

partant de la Meuse, on se dirige vers la Haute-Marne. On voit, en effet, les marnes à *Ostrea deltoidea* s'atténuer peu à peu et ne plus former qu'une mince couche de lumachelle à *Exogyra bruntrutana*, au milieu de calcaires compacts, épais de 50m. Pendant ce temps, les calcaires durs à *Waldheimia humeralis*, qui les surmontent, se poursuivent sans changement. Entre ces deux assises, des oolithes se développent à deux ou trois niveaux à la hauteur du calcaire blanc à nérinées. L'un de ces horizons forme l'*oolithe de la Mothe-en-Blaisy* (8 à 10m), avec *Nerinea Desvoidyi*, *Ostrea pulligera*, *Trichites Saussurei*, *Heterodiceras Münsteri* et *Cardium corallinum*. De cette manière, dans le bassin d la Marne, le *facies corallien* tend à s'introduire au milieu du séquanien.

Digitized by Google

Calcaires du Barrois. Oolithe vacuolaire. — Au-dessus du virgulien se présente, dans la Meuse et la Haute-Marne, un ensemble de calcaires compacts, souvent cariés, connus sous le nom de *calcaires du Barrois* et autrefois rapportés au portlandien. Ces calcaires, qui représentent le bolonien, peuvent se diviser en deux zones (1) : à la base, la zone à *Amm. gigas*, épaisse de 150^{m} et formée de calcaires lithographiques à *Amm. rotundus*, auxquels succèdent 10 à 12^{m} de marnes à *Hemicidaris Purbeckensis*, puis un calcaire à *Amm. Irius*, enfin l'oolithe de Bure. Avec les calcaires alternent des couches de lumachelle à *Ex. virgula*. Les autres fossiles de l'assise sont *Trigonia Pellati* et *T. Micheloti*. La zone à *Cyprina Brongniarti*, qui vient ensuite, et qui est bien développée au nord de Joinville, où elle a 50^{m}, comprend des calcaires cariés, puis des calcaires tachetés, enfin au sommet des calcaires tubuleux. La faune se compose surtout de *Pinna suprajurensis*, *Mytilus icaunensis*, *Corbula mosensis*, *Trigonia concentrica*, *Natica Marcousana*, enfin de ptérocères.

Le portlandien proprement dit ou zone à *Cyrena rugosa* (2) est formé d'une quarantaine de mètres de calcaires gris-verdâtres, avec plaquettes jonchées de *Corbula inflexa*, à la partie supérieure desquels s'intercalent trois ou quatre bancs d'une oolithe dite *vacuolaire*, épaisse de 3^{m} à Brillon et 10 à 12^{m} à Chevillon, où elle est exploitée comme pierre de taille. Les fossiles de cette oolithe sont *Trigonia gibbosa*, *Pholadomya parvula*, *Cyprina fossulata*, *Amm. giganteus*. Par-dessus viennent encore quelques mètres de calcaires gris-verdâtres ou parfois une couche de marne bleue.

§ 6

LE SYSTÈME OOLITHIQUE DANS LA BOURGOGNE, LE NIVERNAIS ET LE BERRI

Poursuivant l'étude de la ceinture oolithique du bassin de Paris, nous sommes amenés à nous occuper des affleurements qui s'échelonnent depuis la Haute-Marne jusqu'aux limites du Berri, c'est-à-dire jusqu'au point à partir duquel les sédiments crétacés et tertiaires ne laissent plus apparaître que des lambeaux de la série jurassique. Après les détails dans lesquels nous sommes entrés jusqu'ici, il nous suffira désormais d'insister sur les principales modifications que subissent les divers étages dans ce long parcours.

A. ÉTAGES INFÉRIEURS

Bajocien. Calcaires à entroques. — Le bajocien de la Bourgogne est essentiellement formé par le *calcaire à entroques*. C'est une assise d'environ 30^{m} de puissance, dont la moitié inférieure est constituée par un calcaire sublamellaire,

(1) Tombeck, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIV, p. 187.
(2) Id., *ibid.*, 3e série, I, p. 335.

Digitized by Google

pétri de débris de crinoïdes, tandis que le reste consiste en bancs calcaires moins homogènes. Cette assise solide, couronnant partout les talus réguliers des marnes liasiques, joue un rôle remarquable dans l'orographie de la contrée, où elle apparaît en général comme un rempart élevé de main d'homme. Ses principaux fossiles sont *Collyrites ringens*, *Amm. Parkinsoni*, *Hemithyris spinosa*.

C'est encore sous la forme de calcaire à entroques que se manifeste le bajocien du Nivernais et de la partie orientale du Berri. Le calcaire, d'un jaune grisâtre, est exploité pour pierre de taille dans un grand nombre de localités, notamment aux carrières de la Grenouille, près du Guétin. A la partie supérieure, cette assise, qui a environ 20m, se charge d'oolithes ferrugineuses en devenant plus ou moins marneuse et renferme *Amm. Garantianus*, *A. Niortensis*. *A. Braikenridgei*, *A, Sauzei*, *Terebratula sphæroidalis*, *Collyrites ringens* (1).

Au-dessus viennent, sur une trentaine de mètres, des alternances de calcaire bleuâtre, avec fossiles mal conservés, *Amm. Parkinsoni*, *A. Martiusi*. Enfin cet ensemble est couronné à Izenay, dans la Nièvre, par une couche d'oolithe ferrugineuse et, sur les bords de la Loire, par un calcaire avec taches roussâtres. La faune de cet horizon, très répandue dans le Midi de la France et se poursuivant à travers toute l'Allemagne, comprend : *Amm. zic-zac*, *A. Parkinsoni*, *A. Garantianus*, *A. ferrugineus*, *A. pseudo-anceps*, *A. subradiatus*, *A. polymorphus*, *Tereb. globata*, *T. carinata*, *Rhynch. plicatella*, *Collyrites ringens*, *C. ovalis*. On peut y voir l'équivalent de l'oolithe blanche de Bayeux.

Dans l'ouest du Berri, le bajocien se charge de plus en plus de silice ; parmi les fossiles silicifiés, on distingue, avec des trigonies, *Amm. Humphriesianus* et *Cidaris anglosuevica*.

Bathonien. Calcaires marneux blancs-jaunâtres. — L'étage bathonien est très développé dans la Côte-d'Or; où il comprend (2):

Sous-étage supérieur (25m).	11. Calcaires fissiles à *Pernostrea Pellati* et *Pentacrinus Buvignieri*. 10. Lumachelles à *Waldheimia digona*, var. *emarginata*. 9. Calcaires feuilletés à plantes terrestres et marines. 8. Calcaires et marnes à *W. digona*, var. *minor*. 7. Calcaires et marnes à *Eudesia cardium*.
Sous-étage moyen (60m).	6. Calcaires blancs à échinodermes (Pierre de Comblanchien). 5. Oolithe blanche miliaire à *Purpura glabra*. 4. Calcaires à *Amm. arbustigerus*.
Sous-étage inférieur (35m).	3. Calc. à *Pinna ampla* et *Pholadomya bucardium*. 2. Marnes à *Ostrea acuminata* et *Tereb. Mandelslohi*. 1. Calcaires roux marneux à *Homomya gibbosa*.

L'assise n° 9 a fourni, à Étrochey, de nombreux restes végétaux, *Lomatopteris Moretiana*, *L. burgundiaca*, *L. Balduini*, *Otozamites decorus*, *Sphenozamites Brongniarti*, etc., associés aux genres *Thuites* et *Brachyphyllum*.

La séparation des assises 3, 4 et 5 est très difficile; leur ensemble constitue le

(1) Ces renseignements et ceux qui suivent résultent surtout de notes inédites communiquées à l'auteur par M. A. de Grossouvre.

(2) Jules Martin, *Mém. Acad. de Dijon*, V, 1878.

Digitized by Google

calcaire marneux blanc-jaunâtre de M. de Bonnard, qui établit, en Bourgogne, une transition ménagée entre le vésulien et la grande oolithe.

Aux environs de Châtillon-sur-Seine, le sous-étage moyen (c'est-à-dire la grande oolithe proprement dite) est formé par un calcaire blanchâtre confusément oolithique, très fissuré, puissant de 20m, et ne contenant guère qu'*Amm. arbustigerus* (1). Ce fossile remonte également dans le sous-étage supérieur, où la roche est analogue à celle qui vient d'être décrite, ce qui fait présager une transformation de l'étage bathonien dans la direction de l'ouest. En effet, le bathonien de l'Auxois se distingue par la prédominance des *calcaires marneux blancs-jaunâtres*, qui apparaissent à deux reprises à la hauteur de la terre à foulon et à celle de la grande oolithe. La coupe complète comprend (2) :

9. Zone du *Pentacrinus Buvignieri*. — 8. Zone de l'*Isastræa limitata*. — 7. Zone de l'*Eudesia cardium*. — 6. Calcaire compact. — 5. Calcaire blanc jaunâtre supérieur ou oolithe blanche. — 4. Zone de l'*Amm. arbustigerus*. — 3. Calcaire à *Pinna* ou calc. blanc-jaunâtre inférieur. — 2. Zone de l'*Ostrea acuminata*. — 1. Calcaire grumeleux.

On peut attribuer les assises 1, 2 et 3 au vésulien et le reste au bradfordien. Le calcaire marneux blanc-jaunâtre inférieur, argileux à sa base, a une dizaine de mètres de puissance. Il abonde en acéphalés, notamment en pholadomyes, *P. Vezelayi*, *P. Murchisoni*. L'ensemble des zones 4 à 9 à 100m dans l'Yonne.

Le vésulien du Berri est à l'état de calcaire marneux blanc jaunâtre, comme dans la Bourgogne. Son épaisseur est d'environ 30m et il fournit une pierre de taille d'un beau grain, très propre à la sculpture, exploitée à Apremont et à Charly. Les fossiles sont *Amm. polymorphus*, *Collyrites ovalis*.

La grande oolithe paraît représentée par des calcaires marneux et des argiles grises, à *Amm. arbustigerus* et *Amm. procerus*, couronnés par un horizon fossilifère à *Amm. aspidoides*, *A. discus*, *A. serrigerus*, *Waldheimia digona*, *Tereb. flabellum*, *Collyrites ovalis*. Enfin le cornbrash a pour équivalent un assez puissant massif de marnes, que surmontent des calcaires gréseux ou suboolithiques avec *Waldh. obovata*, *Rhynch. major*, *R. badensis*, *Tereb. coarctata*.

Ce bradfordien, dont la puissance est d'une quarantaine de mètres, est remarquable par sa grande analogie avec les formations de même âge dans l'Allemagne du sud (3).

Dans l'ouest du Berri, le bathonien devient tout entier calcaire et sa partie supérieure fournit les belles pierres oolithiques exploitées à la Celle-Bruère, Vallenay, Lignières, Ambrault.

Callovien. Oxfordien. Le callovien existe dans la Côte-d'Or, où l'on voit, aux environs de Châtillon-sur-Seine, les calcaires compacts à *Rhynch. Hopkinsi* du bathonien recouverts par 1m 50 de calcaires marneux et de marnes ferrugineuses à *Amm. Backeriæ*; cette couche supporte 1m 50 d'un minerai de fer oolithique

(1) Beaudouin, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 89.
(2) Collenot, *Bull. Soc. de Semur*, 1875.
(3) Observation de M. de Grossouvre.

Digitized by Google

où les fossiles du callovien, tels qu'*Amm. anceps*, sont mélangés à ceux de l'oxfordien et même à *A. cordatus*.

Ce mélange tout exceptionnel de faunes n'existe pas dans la Nièvre, où le callovien, souvent épais de plus de 50 mètres, se compose d'une oolithe ferrugineuse à *Waldheimia pala*, que surmonte le calcaire blanc de Pougues, à nodules siliceux tout à fait semblables aux chailles oxfordiennes, contenant *Amm. coronatus* et *Collyrites elliptica*. L'altération de ce calcaire a fait naître, à sa superficie, une *argile à chailles* où les oursins siliceux sont conservés. C'est encore une lumachelle siliceuse à *W. pala* qui forme le callovien du Berri.

L'oxfordien proprement dit est très réduit dans la région qui nous occupe. Nous venons de voir que, dans la Côte-d'Or, il se confond avec le callovien. Dans la Nièvre, il n'en existe que la zone à *Amm. cordatus*, formée par une oolithe ferrugineuse, épaisse de 2^{m}. Enfin, dans le Berri, on observe, au-dessus du callovien, 8^{m} de marnes pyriteuses à ammonites déformées, recouvertes par 2^{m} d'une marne pyriteuse à rognons, contenant *Amm. cordatus*.

Marnes à spongiaires. — Au-dessus de cet ensemble apparaît, depuis la Côte-d'Or jusque dans la vallée du Cher et même au delà, une assise marneuse caractérisée par les spongiaires. C'est l'*argovien* ou *Scyphienkalk* des Allemands, dont nous aurons occasion de parler à propos de la région du Jura. Les fossiles de cette assise sont *Amm. canaliculatus*, *Belemnites Royeri*, *Megerlea pectunculus*, *Cidaris coronata*, *C. propinqua*, *Eugeniacrinus*, *Cnemidium rimulosum*. On peut considérer les marnes à spongiaires comme une véritable couche de passage entre l'oxfordien et le corallien et en faire, soit un sous-étage *argovien* indépendant, soit, avec M. Douvillé, la base du sous-étage glypticien.

Dans l'Yonne, les marnes à spongiaires se fondent insensiblement, vers le bas, avec les marnes blanches oxfordiennes à *Amm. cordatus*. Ces mêmes marnes à spongiaires s'observent dans la Nièvre, à la Loge et se retrouvent bien développées dans le Berri, où elles ont une dizaine de mètres, notamment à la Guerche, à Châteauneuf-sur-Cher et à Villemongin dans l'Indre.

Calcaires coralliens. — Les marnes dont il vient d'être question supportent, dans l'Yonne, un glypticien à chailles, épais de 4^{m} à Druyes, où abondent les oursins siliceux, *Cidaris florigemma*, *Echinus perlatus*, etc. La base de ce calcaire à chailles renferme *Amm. canaliculatus*, *A. transversarius*. Ensuite viennent 6^{m} d'un calcaire blanc-grisâtre, très dur, avec thamnastrées, *Waldh. censoriensis* et *Megerlea pectunculus*. Au-dessus les récifs coralliens apparaissent sous la forme des puissantes assises du calcaire oolithique blanc de Merry-sur-Yonne, de Châtel-Censoir et de Coulanges-sur-Yonne (1). Ce calcaire contient une riche faune, comprenant, avec les polypiers, *Nerinea Mosæ*, *N. visurgis*, *N. Desvoidyi*, *Turbo globatus*, *Lima corallina*, *Pecten vimineus*, *Terebratula insignis*, *Cidaris florigemma*, etc., ainsi que de nombreux dicérates, *Diceras arietinum*,

(1) Cotteau, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XII, p. 693.

Digitized by Google

D. sinistrum, *D. originale*, *D. Cotteaui*, etc. Enfin l'assise est couronnée par un calcaire lithographique à *Amm. Marantianus*.

Ce sont des calcaires lithographiques ou des calcaires marneux à chaux hydraulique qui, dans la Nièvre, succèdent à l'argovien. Au sommet seulement se développe le calcaire à grosses oolithes de La Charité, à *Diceras arietinum*. Enfin dans le Berri, le faciès oolithique a complètement disparu du corallien proprement dit, qui comprend (1) : à la base, le calcaire lithographique et marneux de Châteauneuf-sur-Cher (4^{m}), avec *Amm. Marantianus*, *Amm. bimammatus*, *Cidaris coronata;* puis 90^{m} de calcaires lithographiques inférieurs, formant la Champagne du Berri et ne contenant que de rares fossiles, parmi lesquels de petites ammonites du groupe des *planulati*. Ces calcaires, qui forment la transition entre le corallien et le séquanien, s'étendent, avec un faciès uniforme, sur 30 kilomètres de largeur entre Châteauroux et Levroux, où ils ont offert un certain nombre d'espèces végétales, *Sphenopteris Michelini*, *Stachypteris spicans*, *Jeanpaulia longifolia*, *Zamites Feneonis*, *Cycadeospermum Pomeli*, etc.

Oolithes séquaniennes. — La tendance corallienne que nous avons déjà remarquée dans le séquanien de la Haute-Marne continue à s'accentuer dans l'Yonne. Ainsi le séquanien de cette région débute par le calcaire compact blanchâtre de Bazarne, à *Rhynch. corallina*, couronné par l'oolithe blanche ou *calcaire crayeux de Tonnerre* et d'Angy, à *Rhynch. matronensis*, *Trichites* (*Pinnigena*) *Saussurei*, *Diceras*, *Cardium corallinum*, *Acrocidaris nobilis*, contenant aussi des végétaux, *Ctenopteris grandis* et *Bolbopodium micromerum*. A Tonnerre, la partie supérieure du calcaire crayeux renferme des silex rubanés, avec diverses formes d'oursins. Cette assise est exploitée sur une épaisseur de 15 ou 20^{m} et les grands polypiers, *Septastræa*, *Montlivaultia*, etc., qu'elle renferme permettent d'affirmer que l'oolithe de Tonnerre est un récif corallien. L'étage ptérocérien vient ensuite, formé par 10^{m} de calcaires, à *Waldh. humeralis*.

Des circonstances semblables caractérisent le séquanien du Berri, dont la coupe comprend (2) :

3. Calcaires lithographiques (22^{m}) à *Pinna obliquata* et *Amm. Achilles*.
2. Calc. lithogr. compacts (8^{m}) de Saint-Oustrille et de Mazières, à *Ter. bisuffarcinata* et *Rhynch. pinguis*.
1. Calcaire crayeux du Château (12^{m}) à oursins coralliens, avec *Trichites Saussurei*, *Waldheimia egena*, *Ter. cincta*, *Rhynch. corallina*.

Ici le calcaire du Château ou *pierre blanche de Bourges*, véritable récif rempli de polypiers, occupe la place du calcaire de Bazarne, c'est-à-dire la base même du séquanien. Il est à remarquer que l'on voit revenir dans ce calcaire, à la faveur des circonstances qui ont présidé à son dépôt, des oursins identiques en apparence avec ceux du corallien, *Glypticus hieroglyphicus*, *Stomechinus lineatus*, *Cidaris florigemma*, *Pygaster umbrella*.

(1) Douvillé et Jourdy, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 97. — Douvillé, *id.*, IX, p. 473.
(2) Douvillé et Jourdy, *loc. cit.*

Digitized by Google

Le même calcaire crayeux à *Rhynch. corallina* est exploité à Sancerre, sur les bords de la Loire, et, dans cette localité, il est recouvert par des calcaires compacts à *Ostrea pulligera* et *Diceras eximium*, que des calcaires lithographiques séparent encore du ptérocérien à *Waldheimia humeralis*.

Ptérocérien, Virgulien, Portlandien. — Le ptérocérien est bien caractérisé aux abords de Bourges, où il comprend :

3. Marnes et calcaires noduleux (8m) à *Waldheimia humeralis*, *Pterocera Ponti*, *Pseudocidaris Thurmanni*, *Goniolina geometrica*.
2. Oolithe à nérinées (2m,50), à *Nerinea Desvoidyi*.
1. Marnes et calcaires marneux (24m,50) à *Waldh. humeralis* et à fucoïdes, avec *Serpula Thurmanni*, *Exogyra Bruntrutana*, *Goniolina*.

On peut aisément constater dans cette série que le facies oolithique ramène les nérinées, tandis que le facies marneux appelle les ptérocères et les pholadomyes.

Le virgulien de l'Yonne consiste en 10 mètres de marnes et de calcaires à *Ex. virgula*. Le bolonien, qui a 40 m, offre un facies analogue à celui du Barrois. Sa base, la zone à *Amm. gigas*, est formée d'un calcaire tantôt tendre, tantôt lithographique, alternant avec des lits de marne et renferme *Amm. Gravesi*, *A. suprajurensis*, *Thracia depressa*, *Cyprina Brongniarti*, *Pinna granulata*. La zone supérieure, caractérisée par *Pinna suprajurensis* (1), se compose de calcaires cariés, bien visibles aux environs d'Auxerre.

Au nord de Bourges, le virgulien est principalement formé de calcaires schisteux ou de calcaires compacts à cassure lithographique, alternant avec des lumachelles, parfois argileuses, à *Ex. virgula*. Le bolonien y présente l'aspect lithographique qui lui est habituel dans le Barrois et la Haute-Marne.

Enfin il semble qu'il y ait lieu de rapporter au portlandien des marnes finement zonées, avec lits de calcaire sableux cristallin, qu'on observe aux environs de Massay, et où l'on a recueilli des ossements de tortues et de sauriens.

§ 7

TYPES FRANÇAIS DIVERS DU SYSTÈME OOLITHIQUE

Nous nous proposons de signaler brièvement, dans ce paragraphe, quelques-unes des particularités distinctives de ceux des affleurements oolithiques qui ne constituent pas des massifs d'une définition bien précise. Parmi ces affleurements, les uns font partie de la ceinture occidentale du bassin parisien, les autres appartiennent soit à la zone aquitanienne, reliée au bassin de Paris par le détroit de Poitiers, soit à la bande bourguignonne méridionale, dont la jonction s'opérait par la Côte d'Or, soit enfin au golfe jurassique de l'Aveyron.

Poitou, Anjou, Maine. — Le bajocien de Niort se compose d'un grès compact très dur, employé pour le pavage et contenant les ammonites bajociennes, sur-

(1) Cotteau et de Loriol, *Monographie de l'étage portlandien de l'Yonne*, (1868).

Digitized by Google

monté d'un calcaire jaunâtre, argileux, avec *Ancyloceras* et ammonites; enfin au-dessus viennent quelques mètres d'un calcaire très blanc, à spongiaires.

A Mezaux (Vienne) le calcaire jaune bajocien a 50m et contient *Pecten fibrosus* et *Lima proboscidea*. Il est séparé par 0m,30 d'oolithe ferrugineuse du toarcien à *Amm. insignis* et *A. variabilis*.

Au bathonien appartient le beau calcaire blanc de Chauvigny (Vienne), dont les bancs réguliers se prêtent à une exploitation exceptionnellement favorable.

Le callovien est bien développé aux environs de Poitiers, où il est formé par 35m de couches à *Amm. anceps*, *A. coronatus* et *A. macrocephalus*. M. de Longuemar y a trouvé une flore composée de *Lomatopteris* et de Cycadées, ainsi que des ossements de grands sauriens.

C'est encore le callovien qui mérite de fixer l'attention parmi les sédiments oolithiques de l'Anjou. La localité de Montreuil-Bellay est classique pour le grand nombre des fossiles, surtout des gastropodes, que contient ce sous-étage, réduit à quelques mètres d'épaisseur.

Ce même callovien affleure dans la Sarthe à Saint-Benoit, à Pécheseul et à Montbizot, où abondent les *Terebratula Trigeri*, *Waldh. umbonella*, *Rhynch. spathica*, *Amm. coronatus*, *A. Jacquoti* (*macrocephalus*), *A. Backeriæ*, *A. anceps*.

Notons encore, dans la Sarthe, le facies particulier du bathonien supérieur, développé, à Conlie, à l'état de calcaires et de marnes, très peu épais, à *Echinobrissus clunicularis* et *Montlivaultia Sarthacensis*, reposant sur une oolithe miliaire qu'aucun dépôt vésulien ne paraît séparer du bajocien. Mentionnons aussi les affleurements du corallien d'Ecommoy, dans le Belinois, où cet étage est formé d'une roche oolithique ou marneuse avec *Megerlea pectunculus*, *Terebratula disculus*, *Echinobrissus scutatus*, *Glypticus hieroglyphicus*, etc.

A Mamers, les calcaires blancs bathoniens qui entourent la ville sont depuis longtemps connus, grâce aux recherches de M. Desnoyers, pour les empreintes de fougères et de cycadées qu'ils contiennent, *Lomatopteris Desnoyersi*, *Cycadites Delessei*, *Otozamites Brongniarti*, etc.

Charentes. — A la base de la série jurassique supérieure de La Rochelle (1) est un système de calcaires marneux, dont les premières assises, exploitées pour ciment à Marans, renferment *Amm. Marantianus*, *A. Eucharis*, *A. flexuosus-nudus*, *Belemn. Royeri*, *Megerlea pectunculus*, *Cidaris coronata* et de nombreux spongiaires. C'est le début du corallien. Au-dessus affleurent des calcaires lithographiques qui représentent les calcaires compacts de la Haute-Marne. La *Pinna obliquata*, si commune à Bourges, se rencontre dans ces couches avec *Pholadomya Protei*. On y observe aussi quelques lits de polypiers. Enfin le tout est couronné par les calcaires à polypiers et à échinodermes d'Angoulins et de la Pointe du Ché, renfermant *Rhynchonella matronensis*, *Nerinea Mandelslohi*, *Acrocidaris nobilis*, *Cidaris glandifera*, *Pseudocidaris Thurmanni*, *Acropeltis æquituberculata*,

(1) Hébert, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, I, p. 71. — Dourillé, *id.*, III, p. 109.

Digitized by Google

Goniolina geometrica, c'est-à-dire les fossiles de la base du ptérocérien. Les massifs de polypiers s'observent très bien en place, sur les falaises, au milieu de sédiments plus fins où les coquilles bivalves sont dans leur position normale d'existence. A la Pointe de Chatelaillon, des marnes bleuâtres qui paraissent supérieures aux couches du Ché renferment *Amm. Cymodoce*, *Pterocera oceani*, *Ceromya excentrica*, *Pinnigena Saussurei*.

Ainsi, pour la première fois, La Rochelle nous offre, à la base du ptérocérien, une véritable formation corallienne.

Le virgulien recouvre les couches qui viennent d'être décrites et, dans la Charente, cet étage offre les *Amm. Lallieri*, *A. orthocera*, etc.

Dans l'île d'Oléron, on observe des calcaires compacts et des lumachelles *Amm. Gravesi*, *Cardium Morini*, *Cyprina Brongniarti*, qui doivent représenter le bolonien. La présence, au sommet de cette série, de *Cardium dissimile*, dans des couches que recouvrent des marnes gypsifères, semble même indiquer le vrai portlandien et peut-être aussi le purbeckien.

La même conclusion devrait s'appliquer au département de la Charente, où la zone à *Cyprina Brongniarti* du bolonien supérieur, représentée à Jarnac et à Chassors par un calcaire oolithique fossilifère, contient quelques espèces vraiment portlandiennes (*Cardium dissimile*, *Corbula inflexa*) et supporte aussi des couches gypsifères. Ces dernières, signalées par M. Coquand (1), sont des argiles, épaisses de 50 à 58^m, noires ou d'un gris verdâtre, reposant sur un banc de calcaire carié et renfermant des amas de gypse fibreux, lamellaire ou saccharoïde. Un banc de calcaire, épais de 0^m,66 et intercalé dans les argiles, contient des fossiles d'eau douce, *Physa*, *Paludina*, etc.

Bassin de la Saône. — Dans la vallée de la Saône, notamment à Santenay, l'ensemble du bathonien et du bajocien se montre à découvert sur près de 100^m, offrant la coupe suivante (2) :

Bradfordien.	8. Calcaires grisâtres à *Waldh. digona* et *Eudesia cardium* (3^m). 7. Calcaire compact, vacuolaire et sablonneux, à *Rhynch. decorata* et *R. Hopkinsi* (30^m). 6. Oolithe blanche miliaire à *Purpura minax* (8^m).
Vésulien.	5. Calcaire marneux gris jaunâtre *Amm. arbustigerus* et *Pholad. Vezelayi* (20^m). 4. Marnes grises ou bleuâtres à *Amm. Parkinsoni* et *Ostrea acuminata* (12^m). 3. Marne cannabine à *Pholad. Murchisoni* (1^m).
Bajocien.	2. Calcaire grisâtre à *Pecten articulatus*, *P. personatus* (25^m). 1. Feuillet marneux à *Zoophycos scoparius* (0^m,20).

A Nolay, le calcaire à entroques (couche n° 2) renferme des lits marneux remplis de *Pecten articulatus*, *Cidaris spinulosa*, *C. cucumifera*, *Pentacrinus bajocensis*.

Aux environs de Chalon-sur-Saône, le corallien, puissant de 80 à 100^m, se divise en trois assises (3) :

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XV, p. 577.
(2) J. Martin in Pellat, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 703.
(3) Delafond, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 641.

Digitized by Google

3. Oolithe blanche corallienne (30m) à *Cidaris florigemma*, *Diceras arietinum* et polypiers.
2. Dalles coralliennes (20 à 30m), de couleur jaunâtre rosée, à *Cid. florigemma*, *Apiocrinus Boussyanus*.
1. Calcaire oolithique rouge (30 à 40m), ayant parfois le facies du calc. à entroques, avec *Cid. florigemma*, *Megerlea Fleuriausa*.

Le séquanien et le ptérocérien n'ont que quelques mètres et sont représentés à Germolles par un calcaire jaunâtre à grosses oolithes oblongues, contenant *Rhynch. inconstans* et *Ceromya excentrica*. L'*Ex. virgula* n'a pas été rencontrée dans cette région. En revanche, on observe autour de Saint-Hilaire 40m de calcaires compacts, d'un jaune nankin, alternant avec des assises de sable siliceux et où les nérinées, ainsi que les *Mytilus Morrisi*, *Pholadomya multicostata* et *Natica Marcousana*, semblent bien indiquer le sous-étage bolonien.

Mont d'Or lyonnais. — Les étages inférieurs du système oolithique sont très développés dans la région du mont d'Or lyonnais (1). Le bajocien y débute par 2 à 3 mètres d'un calcaire ferrugineux à fucoïdes (*Chondrites scoparius*) avec *Amm. Murchisonæ*. Au-dessus vient le calcaire jaune de Couzon, épais de 50m, et contenant des silex rubanés, ainsi que *Pecten personatus*. Cet ensemble est couronné par 1m,50 d'une oolithe ferrugineuse à *Amm. Blagdeni*.

A cette oolithe succède une assise, puissante de 50 à 60 m, formée d'un calcaire blanchâtre marneux, ou plutôt siliceux, qui porte dans le pays le nom de *ciret*. Ses fossiles qui, grâce à leur nature siliceuse, se détachent aisément quand on attaque la roche par un acide, sont *Amm. Parkinsoni*, *A. Garantianus*, *A. subradiatus*, *Crioceras* (*Ancyloceras*) *bispinatum*, *Trigonia costata*, *Terebratula sphæroidalis*, *T. fimbria*, *T. perovalis*. Cette faune appartient à la partie tout à fait supérieure du bajocien.

Le ciret est recouvert par un cordon d'oolithe ferrugineuse, qui le sépare d'un calcaire à *Amm. bullatus*, *A. arbustigerus*, *Collyrites analis*, au-dessus duquel viennent des bancs épais d'une oolithe miliaire, avec silex rubanés, exploitée à Lucenay.

Golfe de l'Aveyron. — Le système oolithique revêt une forme spéciale dans ce golfe jurassique qui, débouchant sur le bassin méditerranéen entre Lodève et le Vigan, s'étend, des Cévennes à la montagne Noire, jusqu'au delà de Rodez. Les étages inférieurs, y compris l'oxfordien, sont à l'état de calcaires compacts souvent dolomitiques, mal stratifiés, parfois puissants de 500m et formant, au pied des Cévennes, des plateaux monotones et arides, désignés sous le nom local de *causses* (causses de Sévérac, du Larzac, du Concourès, etc.). Un petit nombre de profondes coupures traversent ces plateaux et sont parcourues par des cours d'eau qui coulent sur le toarcien.

Aux environs de Millau, notamment à la Cavalerie et à la Liquisse, des couches, généralement minces mais exploitables, d'une houille sèche ligniteuse, s'observent dans l'étage bathonien. Ces lignites font partie d'un ensemble de

(1) Dumortier et Ebray, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XVI, p. 1062.

Digitized by Google

couches fluviomarines, épais de 30m et reposant sur une dolomie qui le sépare des couches à *Pinna cuneata* et *Rhynch. cynocephala* (1), tandis qu'il est recouvert par des calcaires compacts en dalles, probablement calloviens. Les fossiles marins de l'assise lignitifère sont *Natica hemisphærica*, *Ostrea Sowerbyi*. Un banc franchement lacustre s'y rencontre, avec *Paludina bulbiformis*, *Bythinia trachulus*, *Cypris avena*. La flore comprend *Equisetum Duvali*, *Microdictyum ruthenicum*, *M. Woodwardianum*, *Otozamites*, *Sphenozamites*.

Les lignites des causses se trouvent à la fois dans l'Aveyron et dans le Gard, où on leur donne quelquefois le nom de *stipites* (créé par Brongniart à cause des débris de tiges de cycadées qui prédominent en général dans les combustibles de l'ère secondaire).

§ 8

LE SYSTÈME OOLITHIQUE DANS LE MASSIF DU JURA

1° **Franche-Comté. Bajocien, Bathonien.** — La Franche-Comté présente un développement très complet du système oolithique, qui doit exciter l'intérêt non seulement en raison de l'allure troublée des couches au voisinage de la chaîne

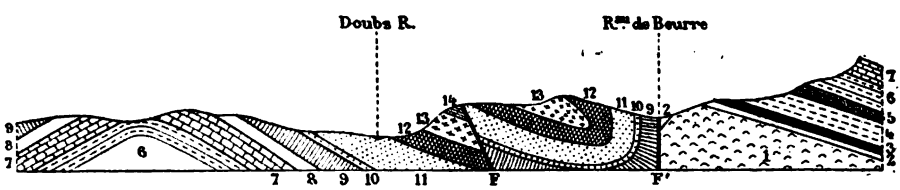

Fig. 413. — Coupe au 30 000e, prise au sud de Besançon, normalement à la direction des chaînes (d'après M. Marcel Bertrand).

1. keuper; 2, étage rhétien : 3, hettangien et sinémurien; 4, calcaire noduleux liasien; 5, schistes à posidonies; 6, lias supérieur; 7, bajocien : 8, couches à *ostrea acuminata*; 9, grande oolithe; 10, callovien ferrugineux; 11, oxfordien; 12, corallien; 13, séquanien; 14, ptérocérien; F, faille de Trois-Châtels; F', faille de Montfaucon.

du Jura (fig. 413), mais à cause des transformations que subit le type anglo-parisien en approchant de la zone alpine.

Le bajocien de la Franche-Comté débute par l'*oolithe ferrugineuse* d'Ougney, directement superposée au calcaire supraliasique à *Rhynchonella cynocephala* et *Pecten pumilus*. Cette couche, qui renferme *Amm. Murchisonæ* et *Pecten personatus*, supporte le calcaire à entroques (calcaire *lœdonien* de M. Marcou), à *Rhynchonella spinosa* et le tout est couronné par un *calcaire à polypiers*, rempli de nodules siliceux, avec *Waldh. subbucculenta*. L'ensemble de l'étage a 100m.

La série bathonienne comprend les termes suivants :

4. *Cornbrash* et *Dalle nacrée* de Thurmann (calcaire à oolithes oviformes de Thirria).
3. *Grande oolithe* (*Forest-marble* des géologues francs-comtois; calcaire roux sableux de Thurmann; calcaire compact inférieur de Thirria).
2. *Calcaire marneux jaunâtre*, à pholadomyes.
1. *Marnes de Vesoul*, a *Ostrea acuminata*.

(1) Bleicher, *Annales des Mines*, 7e série, I, p. 401 (1872).

Digitized by Google

Les assises 1 et 2, puissantes d'environ 40m, forment le sous-étage *vésulien*. L'assise 3, caractérisée par *Rhynch. decorata*, atteint 80m et se divise en couches épaisses d'un calcaire blanc compact.

Le *Cornbrash* et la *dalle nacrée*, qui n'ont qu'un mètre à Miserey et 8m à Besançon, atteignent 35m à Dôle et 40m à Champlitte, où l'on recueille *Waldheimia digona*, *Eudesia cardium*, *Echinobrissus clunicularis*. La dalle nacrée est un calcaire en plaquettes, renfermant de grandes huîtres à reflets nacrés. Elle établit un passage presque insensible entre le bathonien et le callovien, auquel certains auteurs l'ont rattachée (1).

Le bathonien dôlois, dont le faciès varie beaucoup suivant les localités, offre en général trois assises consécutives, distinguées par leur teinte dominante (2). A la base est le bathonien *irisé*, comprenant les couches à *Amm. subfurcatus*, *Pholadomya Murchisonæ* et *Ostrea acuminata*. Le bathonien *blanc*, qui vient ensuite, est formé des calcaires à oolithes cannabines de Sampans, de l'oolithe subcrayeuse à spongiaires et à nérinées, enfin du calcaire ruiniforme. La série se termine par le bathonien *jaune*, composé d'une assise à *Amm. sub Backeriæ*, *Echinobrissus clunicularis*, *Waldheimia digona*, que surmonte l'argile à *Dictyothyris coarctata* et *Ostrea costata*, couronnée elle-même par des couches à silex rubanés, avec *Hemicidaris luciensis* et *Acrosalenia spinosa* (dalle nacrée).

Oxfordien, Corallien. — Le callovien, toujours peu développé en Franche-Comté, mais accompagné en général de minerai de fer, se borne près de Besançon à la zone à *Amm. anceps*. La zone à *A. macrocephalus* existe au sud-est, près de Villeneuve. L'oxfordien, dont l'épaisseur atteint 100m, est formé par des marnes à Ammonites pyriteuses, que surmontent les calcaires hydrauliques à chailles, à *Tereb. Galliennei* et *Rhynch. Thurmanni*, ou les marnes à *Pholadomya ventricosa* et *P. exaltata*. A Dôle, où l'étage n'a que 45m, les marnes, très réduites, supportent un calcaire blanc, spathique, à rognons et fossiles siliceux, que couronnent des calcaires marneux à *Amm. Schilli* et *Collyrites* (3).

Le corallien, puissant de 40 à 60m, offre à Gray, Besançon, Salins, Ornans, une succession assez constante de calcaires à polypiers et de bancs grumeleux à *Glypticus hieroglyphicus* et fossiles siliceux, supportant des bancs oolithiques à *Diceras arietinum* et *Cardium corallinum* (pierre de Vergenne), que couronnent 5 ou 6m de calcaires compacts. A Dôle, la base de l'étage est formée de calcaire marneux à *Rhynch. pectunculoides* et *Bourguetia striata*. A Byans et à Quingey, les bancs de la base, contenant *Waldheimia delemontana* et *Glypticus*, sont également marneux et exploités pour chaux hydraulique et ils supportent des calcaires durs, à spongiaires. Au sud-est le faciès marneux envahit à la fois l'oxfordien supérieur et la base du corallien, où apparaît, avec *Hemicidaris crenularis*, une ammonite voisine de *A. Martelli*. Près de Levier, on peut constater que ces

(1) Choffat, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VI, p. 358.
(2) Jourdy, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXVIII, p. 240.
(3) *Carte géol. de France*, notice de la feuille de Besançon. par M. Bertrand.

Digitized by Google

calcaires marneux viennent buter, sans qu'il y ait de faille, contre un récif de polypiers (1). C'est à cet étage de calcaires, épais de 30m dans le Jura salinois et riche en spongiaires (*Scyphia, Tragos, Cnemidium*) et en pholadomyes, que M. Marcou a pour la première fois appliqué l'épithète d'*argovien*.

Calcaire à astartes. Ptérocérien. — Le séquanien, épais de 60m, est formé de calcaires compacts, un peu marneux à la base, à *Waldheimia egena* et *Rhynch. pinguis*. Oolithiques dans leur partie moyenne, ils se terminent en haut par des marnes qui, au sud de Gray, absorbent tout l'étage et renferment des plaquettes à *Astarte minima* (d'où le nom de *calcaire à Astartes* donné à cette assise par Thirria.) Vers la partie supérieure, on observe, par places, des calcaires oolithiques à grain fin, de nature corallienne, avec polypiers, nérinées et dicérates, qui présagent l'oolithe de la Mothe (2). C'est à la base du séquanien qu'appartiennent les calcaires marmoréens à nérinées de Saint-Ylie et de Damparis, près de Dôle.

Quant au ptérocérien, on doit lui attribuer une vingtaine de mètres de marnes grumeleuses et de calcaires marneux à *Tereb. subsella* et *Nerinea Gosæ*.

Ce même sous-étage ptérocérien (*strombien* de Thurmann) a, dans le Jura, notamment aux environs de Porrentruy, une grande importance sous le rapport stratigraphique, au point d'absorber presque complètement le virgulien, réduit à quelques mètres dans le Jura neuchâtelois et le Jura bernois. Sa faune, développée au Banné et à Noirvaux, comprend *Pterocera Oceani*, *Ceromya excentrica*, *Pholadomya Protei*, *Mytilus jurensis*, *Trichites Saussurei*, *Pseudocidaris Thurmanni*, etc.

Virgulien, Portlandien. — A Besançon et dans la vallée de l'Ognon, le virgulien est formé de calcaires marneux, intercalés entre deux bancs à *Ex. virgula*. Près de Salins, ces calcaires, qui autrefois étaient habituellement qualifiés de *portlandiens*, deviennent compacts, d'aspect laiteux et ne contiennent d'exogyres qu'à leur partie supérieure. Aux environs de Gray, le virgulien a 40 mètres et se compose de calcaires blancs compacts, en bancs minces, avec *Pholadomya multicostata* et *Lavignon rugosa*, intercalés, à Besançon, entre deux lumachelles à *Ex. virgula*.

Au bolonien appartiennent les calcaires compacts peu fossilifères, dits *portlandiens* dans le Jura, qui contiennent, à leur partie supérieure *Nerinea salinensis* et *N. subpyramidalis* (3). Près de Gray, ces calcaires, épais de 50 mètres, sont, vers leur base, criblés de tubulures et l'on y observe *Amm. gigas*, *Hemicidaris Purbeckensis*. Le bolonien continue par des calcaires compacts, avec intercalations marneuses et dolomitiques, qui renferment *Nerinea trinodosa*, *Natica marcousana*, *Corbula mosensis*, *Astarte socialis* (4) et dont une partie, contenant *Trigonia gibbosa*, équivaut peut-être au portlandien proprement dit.

(1) Bertrand, *loc. cit.*
(2) Voir plus haut, p. 875.
(3) Bertrand, *Notices explicatives des feuilles de Besançon et de Gray.*
(4) De Tribolet, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 281.

Digitized by Google

Enfin au sommet apparaît ce qu'on appelle la *Dolomie portlandienne* du Jura, roche cloisonnée, jaune ou rouge, sans fossiles.

Le sous-étage purbeckien est représenté dans le Jura. En effet, on doit à M. Pidancet la découverte, près des Rousses, de couches d'eau douce dans lesquelles M. Lory (1) a le premier signalé des fossiles. Ces couches, gypsifères aux environs de Pontarlier, présentent, d'après MM. Jaccard et de Loriol (2), la coupe suivante à Villers-le-Lac :

5. Calcaire d'eau douce (5m,55) à *Corbula Forbesi*, *Chara Jaccardi*, *Planorbis Loryi*, *Physa wealdiana*, *Valvata heliciformis*.
4. Marnes gypsifères (4m,50).
3. Dolomies portlandiennes (12m,50) à *Corbula inflexa*.
2. Calcaires (12m) à *Thracia*, *Anatina*.
1. Calcaires (25m) à *Emys Jaccardi*, *Trigonia gibbosa* et nérinées.

Les calcaires d'eau douce du Purbeck jurassien contiennent souvent de petites parties siliceuses noires, à contours anguleux, qui ont été prises à tort pour des éléments bréchiformes d'origine détritique.

2° **Bugey, Argovie. Couches de Valfin.** — Lorsque, de la Franche-Comté, on passe dans le Bugey, on ne tarde pas à constater un changement très marqué dans la nature des assises oolithiques supérieures. Le facies corallien abandonne non seulement l'étage corallien proprement dit, mais encore le séquanien. En revanche il se manifeste d'une manière remarquable dans le ptérocérien, en donnant naissance aux récifs de Valfin et d'Oyonnax.

Ces récifs sont formés par un calcaire blanc, dur ou crayeux, renfermant de grandes nérinées, *Nerinea Mandelslohi*, *Itieria Cabaneti* et des dicérates, *Heterodiceras Luci*, *H. Münsteri*, associés à de nombreux polypiers, à une intéressante faune de gastropodes et à des oursins, tels qu'*Acrocidaris nobilis*.

Le récif de Valfin, situé près de Saint-Claude, paraît avoir une centaine de mètres d'épaisseur. Il comprend la série suivante (3) :

9. Calcaire corallien à nérinées (10m), avec *Cardium corallinum* (*Pterocardia cockleata*), *Corbis*, *Lucina*.
8. Calcaire à gros polypiers (2m), *Stylina Girodi*, *Pachygyra Cotteaui*, *Heliocœnia Humberti*.
7. Calcaire crayeux blanc à petits gastropodes (4m), *Columbellina sofia*, *Turbo epulus*, *Monodonta Caretti*.
6. Calcaire compact blanc à nombreux dicérates, *Diceras speciosum*, *Heterodiceras Luci*, *H. Münsteri*, *Nerinea Moreana*, *Itieria Cabaneti*, *Acteonina Dormoisiana* (25m).
5. Calcaire crayeux suboolithique à *Lima*, *Pecten* (6m).
4. Calcaire à petites oolithes, avec Nérinées, Dicérates et polypiers, *Dendrogyra*, *Thamnastræa*, *Thecosmilia* (10m).
3. Calcaire à *Pinnigena* (15m).
2. Calcaire blanc à Nérinées et Dicérates (40m).
1. Calcaire à *Hemicidaris*.

Cet ensemble est recouvert par des couches qui, vu leur position au-dessous de la zone à *Nerinea trinodosa*, peuvent être boloniennes ou virguliennes. Du reste, dans la contrée, le type virgulien proprement dit est absent et l'on observe

(1) *Mém. de la Soc. d'émulation du Doubs*, 1857.
(2) *Mém. Soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève*, 1865.
(3) Guirand in Ogérien, *Hist. nat. du Jura*, p. 564

Digitized by Google

le bolonien en contact immédiat avec les couches à faune ptérocérienne, soit que le virgulien fasse réellement défaut, soit, ce qui est plus probable, qu'il ait été absorbé par le *facies ptérocérien*. Quant à la base du récif de Valfin, on peut constater, près de cette localité, qu'elle est formée (1) par des calcaires où les fossiles de la zone à *Amm. tenuilobatus* d'Argovie sont mélangés avec ceux du séquanien franc-comtois et ces calcaires eux-mêmes reposent sur 120 mètres de calcaires compacts, rarement oolithiques, appartenant au *rauracien* ou corallien. De plus, aux Sèches, la place du récif de Valfin est occupée par des calcaires blancs, subcrayeux, contenant en grande quantité *Ter. subsella* et *Pseudocidaris Thurmanni*, c'est-à-dire des espèces ptérocériennes. Enfin, à Montépile, on observe, au-dessus des marnes à spongiaires à *Amm canaliculatus*, la coupe suivante (2) :

Couches de Valfin.	7. Calcaire blanc à nérinées, *Heterodiceras*, etc., crayeux vers la base, plus compact au sommet (57m,50).
	6. Calcaire compact, subcristallin (34m).
Séquanien.	5. Calc. compact, bleu à l'intérieur et gris par altération (58m).
	4. Marnes grises feuilletées (45m) contenant un mélange des fossiles des couches de Baden (Argovie) et de celles du séquanien du Jura bernois (*Amm. polyplocus, A. trachynotus, A. iphicerus, Rhynch. pinguis*).
Corallien.	3. Calc. compact bleuâtre, avec quelques bancs marneux (122m).
	2. Couches à *Hemicidaris crenularis* (1m).
	1. Marnes feuilletées et calcaires marneux (30m).

Coupe d'Oberbuchsiten. — L'interprétation de cette coupe, en raison des fossiles de l'assise n° 4, réclame la connaissance de la série oolithique en Argovie. Nous irons donc chercher dans ce pays les éléments de la solution, en empruntant à M. Moesch (3) la coupe des environs d'Oberbuchsiten (voir p. 890).

D'après cette coupe, les couches de Baden, (c'est-à-dire la zone à *Amm. tenuilobatus*), dont la faune est celle des assises qui servent de base au calcaire de Valfin, sont supérieures au dicératien et supportent le ptérocérien. Elles sont donc séquaniennes et c'est au moins au ptérocérien, peut-être même à l'ensemble du ptérocérien et du virgulien, que doit appartenir le calcaire à *Heterodiceras*, qui occupe ainsi une position analogue à celle de l'horizon corallifère de La Rochelle. On observe d'ailleurs, au nord de Valfin, des couches coralliennes peu épaisses, dont on peut suivre le raccordement avec celles du récif et au-dessous desquelles se recueillent des fossiles ptérocériens (4). Par suite, tandis que les récifs à *Heterodiceras* représentent des épisodes coralliens de l'époque où se déposaient, dans le bassin de Paris, les calcaires à *Waldh. humeralis* et à *Ex. virgula*, la zone à *Amm. tenuilobatus* devrait être considérée comme le facies pélagique de l'assise à *Ostrea deltoidea* du nord de la France.

On voit aussi qu'en Argovie, comme aux Ardennes, le glypticien débute par des

(1) Choffat, *Mém. de la Soc. d'émulation du Doubs*, 5e série, III, p 125.

(2) Id., *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 764. — Voir aussi Falsan et Bayan, *id.*, I, p. 170 ; II, p. 320.

(3) Moesch in Dieulafait, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VI, p. 135. — Voir aussi de Loriol, *Bull.*, 3e série, I, p. 146 et Bayan, *id.*, II, p. 318.

(4) Communication inédite de M. Marcel Bertrand.

Digitized by Google

couches à *Phasianella striata*. Enfin, d'après M. Choffat (1), les couches du Geissberg ont pour équivalent, en Franche-Comté, l'assise à chailles avec *Rhynch. Thurmanni*, *Bel. hastatus* et *Amm. cordatus*, laquelle, reposant sur les marnes à *Pholadomya exaltata*, passe insensiblement au glypticien.

Virgulien ou Zone à *Amm. steraspis*.	Calcaires en plaquettes (*Plattenkalke*).	Plaquettes calcaires, de couleur claire (30m), à *Amm. ulmensis*, *Tereb. suprajurensis*, *Exogyra spiralis*, *Trigonia suprajurensis*.
Ptérocérien.	Couches de Wettingen.	Bancs de calcaire grenu, rude au toucher (4m), à *Pygurus tenuis*, *Rhabdocidaris maxima*, *Stomechinus asper*.
		Bancs de pierre de taille blanche (9m), à *Amm. Ulmensis*, *A. Holbeini*, *Pholadomya Protei*, *Ceromya excentrica*.
Zone à *Amm. tenuilobatus* ou facies ammonitifère du séquanien.	Couches de Baden.	Bancs calcaires marneux (6m) à *Amm. tenuilobatus*, *A. iphicerus*, *A. Lothari*, *Waldheimia humeralis*, *Gervillia tetragona*, *Collyrites trigonalis*.
Dicératien ou Z. à *Amm. Achilles*.	Couches de Wangen.	Bancs de calcaire blanc spathique, à nérinées (40m). Oolithes blanches, à nérinées (20m), *Nerinea Defrancei*, *N. Desvoidyi*, *Diceras arietinum*.
Zone à *Amm. bimammatus* ou Glypticien.	Terrain à chailles ou couches à *Crenularis*.	Bancs calcaires solides et couches marneuses (15m) à *Amm. bimammatus*, *Cidaris florigemma*, *Hemicidaris crenularis*, *Glypticus hieroglyphicus*.
Zone à *Amm. Marantianus* (base).	Couches du Geissberg.	Bancs calcaires jaunes et marnes (20m) à *Ostrea caprina*, *Phasianella striata*.
Zone à *Impressa*.	Couches d'Effingen.	Marnes grises à ciment (10m) à *Waldheimia impressa*, *Pentacrinus pentagonalis*.
Zone à *Amm. transversarius* ou facies à scyphies de l'Oxfordien (Argovien).	Couches de Birmensdorf.	Calcaires marneux gris de cendre, écailleux (7m) à *Amm. arolicus*, *A. hispidus*, *A. transversarius*, *Eugeniacrinus nutans*, *Scyphia*.

Schistes à Zamites du Bugey. — La coupe d'Oberbuchsiten nous fait connaître la composition particulière du virgulien de l'Argovie, qui est formé par des calcaires en plaquettes. Cette même tendance se retrouve dans le Bugey, où le virgulien, épais d'une cinquantaine de mètres, se présente sous la forme, soit de plaquettes lithographiques comme à Cerin, soit de schistes calcaires très minces, souvent imprégnés de bitume, très riches en poissons, *Lepidotus*, etc., en reptiles, *Chelonomys*, *Stelliosaurus*, *Sauranodon*, *Pterodactylus*, et en empreintes de cyca-

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VI, p. 360.

Digitized by Google

dées. Ces schistes, connus à Orbagnoux, à Nantua et au lac d'Armaille, ont fourni, outre une profusion de débris de *Zamites Feneonis*, des restes de *Stenopteris desmomera*, *Ctenopteris Itieri*, *Stachypteris minuta*, *Lomatopteris jurensis*, *Cycadopteris Brauniana*, *C. heterophylla*, *Cycadites Larteti*, *Zamites distractus*, *Sphenozamites latifolius*, *Cycadolepis villosa*, etc (1). MM. Dumortier et Falsan ont reconnu que les schistes à *Zamites*, reposant sur des lits à *Ex. virgula* et contenant eux-mêmes des radioles de *Cidaris carinifera*, sont recouverts par le bolonien à nérinées, à *Amm. gigas* et à *Natica Marcousana*. Au-dessus viennent encore des dolomies et enfin une brèche qui supporte les calcaires et les marnes du Purbeck. C'est à la base des schistes calcaires à poissons que se placent les calcaires blancs à nérinées et *Heterodiceras*, synchroniques du calcaire de Valfin.

Ajoutons que des calcaires en plaquettes, semblables à ceux d'Armaille et de Cerin, se rencontrent dans l'Isère, à Creys et à Morestel. Or ces schistes renferment en abondance *Ostrea virgula* et tandis qu'à Creys on les voit très nettement reposer sur des calcaires compacts blancs ou jaunâtres, pétris de nérinées et de dicérates, ils sont recouverts par des calcaires blancs à gastropodes, que couronne la dolomie portlandienne (2).

§ 9

LE SYSTÈME OOLITHIQUE DANS LA RÉGION MÉDITERRANÉENNE

A. ÉTAGES INFÉRIEURS

Bajocien et Bathonien de la Provence. — L'Europe méridionale formait, pendant la période oolithique, un bassin d'une grande étendue, où les conditions de dépôt étaient très différentes de celles qui régnaient alors dans le golfe angloparisien. Ces différences ont été surtout sensibles à partir de l'oxfordien supérieur. Aussi nous contenterons-nous, pour les étages plus anciens, de donner la coupe qu'on observe en Provence et dans les Alpes méridionales.

A l'exemple du lias, le bajocien affecte en Provence une épaisseur inusitée, comme on peut s'en convaincre par la coupe de Chaudon et des Dourbes (3).

4. Assise à *Amm. Niortensis* (54m).	Zone à *Amm. Truellei*, *A. Martiusi*. Calc. et schistes marneux à *A. viator*, *A. Garantianus*, *A. Niortensis*. Calc. et schistes à *A. viator*, *A. Zignodanius*.
3. Assise à *Amm. Humphriesianus* (156m,50).	Bancs à *Amm. Braikenridgei*. Zone à *A. Blagdeni* et *A. Humphriesianus*. Calcaires gris et schistes à *Bel. canaliculatus*. Calcaires durs à *Cancellophycus*.
2. Assise à *Amm. Sauzei* (71m).	Couches à *Cancellophycus*, avec *Amm. Circe*, *A. Baylei*, etc.
1. Assise à *Amm. Murchisonæ* (8 à 12m).	Calcaires schisteux et schistes à *Belemnites giganteus*, *Amm. Demidoffi*, *A. Murchisonæ*.

(1) De Saporta, *Paléontologie française*, Végétaux jurassiques.
(2) Lory, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIII, p. 612.
(3) Garnier, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIX, p. 644.

Digitized by Google

L'assise à *Amm. Murchisonæ* atteint 109m au plateau de Beaumont, près de Digne; sa limite relativement au lias est très indécise. Dans cette même localité, la zone à *A. Humphriesianus* est remarquable par ses ammonites ferrugineuses.

Le bathonien de la région de Chaudon a 49m d'épaisseur (1) et est surtout caractérisé par les couches à *Amm. tripartitus*, espèce propre au bassin méditerranéen. On y distingue :

3. Calc. et schistes à *Collyrites analis, Cancellophycus, Chondrites.*
2. Bancs calcaires et schisteux à *Amm. aspidoides, A. linguiferus, A. procerus, A. tripartitus, A. polymorphus.*
1. Marnes schisteuses à *A. Martiusi* et *A. Parkinsoni.*

Au sommet de cet ensemble apparaît une assez grande épaisseur de schistes noirs à posidonies, qui paraissent constituer une assise de passage entre la bathonien et le callovien.

On voit par ce qui précède que les couches à fucoïdes (*Cancellophycus, Chondrites scoparius*), autrefois considérées comme la base du bajocien (ce qui est vrai du reste pour les gisements à facies jurassien), peuvent se répéter, en réalité, dans les gisements alpins, à plusieurs niveaux, tant dans le lias que dans le bajocien et le bathonien.

Alpes méridionales. Alpes suisses. — La partie inférieure de l'étage oolitique se présente, dans les Alpes méridionales, sous la forme de couches à brachiopodes et à *Posidonia alpina*, dites *couches de Klaus*, qu'on retrouve jusque dans l'Europe orientale (2). Au lac de Garde, ces couches à posidonies, de couleur généralement rouge, reposent sur une oolithe sableuse à *Amm. Murchisonæ*, avec couches à encrines subordonnées (3). Dans le district des Sette Comuni les couches à posidonies renferment *Amm. Brongniarti.*

Les étages inférieurs de l'oolithe existent d'ailleurs en de nombreux points des Alpes suisses, où ils sont souvent à l'état ferrugineux, laissant voir la superposition normale de la zone à *Amm. Parkinsoni* et *A. arbustigerus*, à la zone à *A. Humphriesianus*, reposant elle-même sur la zone à *A. Murchisonæ.*

B. ÉTAGES SUPÉRIEURS

Caractère général des dépôts. Étage tithonique. — La série des étages supérieurs du système oolithique offre, dans la région méditerranéenne, sur le versant méridional de la chaîne des Alpes, un caractère tout particulier. Depuis l'oxfordien jusqu'à la base du système infracrétacé, les sédiments paraissent s'être succédé sans aucun trouble et, dans ces dépôts pélagiques, tous formés sous l'empire de conditions semblables, la faune a varié d'une manière presque continue, en reproduisant des types très peu différents les uns des autres. Aussi

(1) Garnier, *loc. cit.*
(2) Oppel, *Zeits. d. d. geol. Ges.*, 1863.
(3) Benecke, *Neues Jahrbuch*, 1864, 802.

Digitized by Google

l'existence des étages supérieurs à l'oxfordien y a-t-elle été longtemps méconnue et l'on a cru d'abord qu'il y avait une lacune, correspondant à l'ensemble des étages corallien, kimmeridgien et portlandien. Mais cette lacune se conciliait mal avec l'absence de toute preuve directe de l'émersion du massif alpin durant la période correspondante, comme aussi avec la parfaite concordance des assises crétacées relativement aux calcaires jurassiques qui leur servent de base.

MM. Oppel et Benecke (1) ont été les premiers à établir que les étages supérieurs de l'oolithe existaient dans la région alpine, mais qu'ils s'y confondaient en quelque sorte, par l'uniformité de leurs caractères, en une seule masse, concordante à la fois avec l'oxfordien et avec le néocomien et qu'Oppel a désignée sous le nom d'*étage tithonique* (2). Cette dénomination, dans la pensée de son auteur, devait s'appliquer aux sédiments compris entre le kimmeridgien à *Amm. longispinus* et le néocomien à *Amm. semisulcatus* et *Amm. Astierianus*. Ces dépôts, développés en général, sur le versant méditerranéen, à l'état de calcaires plus ou moins compacts, se distinguent par le caractère mixte de leurs céphalopodes et par la présence d'un type particulier de brachiopodes, celui des *térébratules perforées*, telles que *Terebratula* (*Pygope*) *diphya*. L'étage tithonique ne constituait donc pas un membre nouveau de la série jurassique, une sorte d'étage *postportlandien*, comme l'ont admis quelques auteurs; mais ce nom devait servir à caractériser le facies uniforme d'un ensemble d'assises à l'égard desquelles la distinction des sous-étages bolonien, portlandien et purbeckien ne semblait pas avoir de raison d'être.

Si l'idée fondamentale d'Oppel, celle de la continuité des dépôts, dans la région alpine, entre l'oxfordien et le néocomien, paraît avoir mérité l'adhésion de la majorité des géologues, on peut penser néanmoins qu'il n'est pas nécessaire de maintenir la dénomination de tithonique. Appliquée plus d'une fois, dans l'origine, à des couches que l'expérience a fait connaître, depuis, comme inférieures au virgulien, cette appellation fait double emploi avec les noms de kimmeridgien, de portlandien et de purbeckien, dont chacun peut trouver son application directe à mesure que le progrès des observations et des recherches paléontologiques apprend à subdiviser des massifs calcaires longtemps réputés homogènes. D'ailleurs le mot de tithonique a l'inconvénient d'avoir été très souvent employé comme synonyme de *postportlandien*, alors que la plupart des dépôts compris sous cette rubrique sont aujourd'hui considérés simplement comme les équivalents des étages oolithiques supérieurs.

Environs de Grenoble. — C'est à Grenoble, à la Porte de France, que la série oolithique revêt pour la première fois le caractère d'uniformité que l'étude des régions plus septentrionales n'avait pas encore fait pressentir. On y observe, de haut en bas, la série suivante (3) :

(1) *Neues Jahrbuch*, 1864, p. 802.
(2) *Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft*, 1865, p. 535.
(3) Pictet, *Biblioth. universelle de Genève*, 1867.

Digitized by Google

5. Marnes à bélemnites plates du néocomien inférieur.
4. Calcaire à ciment hydraulique, à *Tereb. diphyoides*.
3. Calcaire lithographique. { Couche à *Metaporinus convexus*. / Couche grise à *Ter. janitor*.
2. Calcaire compact. . . . { Gros banc noir à *T. janitor*. / Banc noir à Ammonites; *T. janitor* rare.
1. Calcaires et marnes. . . { Bancs à grands *Aptychus*. / Calcaire compact à fossiles jurassiques.

L'assise n° 1, longtemps considérée comme oxfordienne, contient les espèces de la zone à *Amm. tenuilobatus*. Les couches 2 et 3, dont l'épaisseur atteint 100, parfois même 200m et qui constituent, à proprement parler, ce qu'on appelle le *calcaire de la Porte de France*, sont caractérisées par l'association d'une térébratule perforée, *T. janitor*, avec des ammonites dans lesquelles un premier examen avait fait reconnaître des formes néocomiennes, mais qui sont devenues depuis *Amm. ptychoicus*, *A. Staszyci*, *A. transitorius*, *Aptychus imbricatus*. Quant à l'assise 4, formée de calcaires marneux noirs, toujours bitumineux, et renfermant une térébratule perforée, très voisine de *T. janitor*, et nommée *T. diphyoides*, elle se rattache, sans aucun doute possible, à un calcaire bien développé dans l'Ardèche, où nous allons le retrouver sous le nom de *calcaire de Berrias*.

A Aizy, entre les couches 3 et 4, on voit s'intercaler un calcaire d'apparence bréchiforme, contenant des oursins à facies corallien, *Glypticus Loryi*, *Cidaris glandifera*, *Acropeltis æquituberculata*, associés à des bélemnites plates.

Berrias. Les Vans. — Le calcaire de Berrias, dont la puissance, à Berrias, dépasse 50 mètres, peut être divisé comme il suit (1) :

5. Calcaire jaune rosé, à *Pentagonaster Malbosi*.
4. Calcaires un peu marneux à bélemnites plates, avec *Amm. privasensis*, *Terebratula diphyoides*, *Rhynch. contracta*, *Tereb. Euthymei*, *Ter. Moutoniana*, *Collyrites Malbosi*, etc.
3. Calcaires à *Amm. berriasensis*, *Aptychus Seranonis*, *Ter. diphyoides*, etc.
2. Calcaires gris clair nettement stratifiés.
1. Calcaires compacts à pâte fine, avec grandes ammonites et nautiles.

L'ensemble de ces cinq assises constitue un étage remarquable par ses caractères de transition, les bélemnites plates et un certain nombre des espèces d'ammonites qui accompagnent *Ter. diphyoides* étant étroitement alliées aux formes du crétacé inférieur. D'ailleurs les couches de Purbeck manquent toujours là où existe l'assise de Berrias et inversement. Il semble donc qu'on soit bien fondé à considérer le calcaire de Berrias comme l'*équivalent marin des couches de Purbeck* (2).

Dans l'Ardèche, ce calcaire repose, au bois de Païolive, sur un calcaire compact blanc, en bancs épais, d'aspect ruiniforme, parcouru de grottes et de labyrinthes, mais très pauvre en fossiles. Aux Vans, le même calcaire, qualifié de *Klippenkalk* par analogie avec celui des Carpathes, renferme, à sa base, *Amm.*

(1) De Sarran d'Allard, *Bull. soc. sc. nat. de Nîmes*.
(2) Pillet, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 689.

Digitized by Google

tenuilobatus et une térébratule perforée, du groupe de *T. janitor*. Viennent ensuite, de haut en bas :

7. Calcaires compacts blanchâtres à *Amm. tenuilobatus*.
6. Calcaires (8 à 15m), avec un *Amm. flexuosus* (zone à *A. bimammatus*).
5. Calcaires à *Amm. tortisulcatus*, *A. canaliculatus*.
4. Argovien à spongiaires (10m), avec *Belemnites Sauvanausus*, *Amm. transversarius*, etc.
3. Calcaires à *Amm. cordatus*, *A. crenatus* (30m).
2. Marnes argileuses bleues et calc. marneux à *Amm. Lamberti*.
1. Callovien (60m) divisé en zone à *Amm. anceps* et zone à *A. macrocephalus*.

La place de ces 7 assises ne saurait être douteuse. On voit donc que les couches à *Ter. janitor*, qui les surmontent, ne peuvent appartenir qu'à la partie supérieure du système oolithique.

Crussol. — A Crussol, la colline qui supporte le château, assis sur des calcaires blancs à *Tereb. janitor* avec *Amm. ptychoicus*, *A. Staszyci* et *Amm. lithographicus* (1), laisse voir, sur près de 35m, un beau développement, à l'état de calcaires alternant avec des marnes, de la zone à *Amm. tenuilobatus*. On y recueille une faune où M. Fontannes a reconnu *Amm. Fialar*, *A. Holbeini*, *A. alternans*, *Aptychus latus*, *A. imbricatus*, c'est-à-dire les espèces qui caractérisent les couches de Baden en Argovie (2).

Cette assise est séparée, par 30m de calcaires compacts, à *Amm. tricristatus*, d'une zone à *Amm. bimammatus*, épaisse elle-même de 30m et plus bas s'observent les couches à *Amm. canaliculatus*, celles à *A. transversarius*, à *A. cordatus*, enfin à *Amm. macrocephalus*. A la Voulte, le callovien est à l'état de minerai de fer avec *Amm. anceps*.

Rien ne recouvre les calcaires du château de Crussol; mais, au Pouzin, on voit la même assise plonger sous des marnes à *Aptychus*, que surmontent 6m de poudingues, servant de base à un étage, puissant de 120m, de calcaires avec intercalations marneuses, au-dessus desquels apparaît l'assise de Berrias (3).

Basses-Cévennes. — La succession des assises paraît très complète dans les Basses-Cévennes, sur les limites du Gard et de l'Hérault, aux environs de Sumène, de Ganges et de Saint-Hippolyte. On y observe, selon M. Jeanjean (4) :

7. Calcaires compacts ou marneux à *Ter. diphyoides*.
6. Calcaire compact blanc, souvent oolithique, à polypiers et dicérates (150 à 200m), avec *Ter. moravica* (ou *T. Repellini*), *Cidaris glandifera*, etc.
5. Calcaire compact ruiniforme, avec dolomies associées (100m), à *Ter. janitor* et *Ammonites transitorius*.
4. Calcaires gris à *Amm. polyplocus* (80m).
3. Calcaires bleuâtres, avec marnes bitumineuses (20m), appartenant à la zone à *Amm. bimammatus*.
2. Marnes et calcaires marneux (30m) des zones à *Amm. transversarius* et *A. cordatus*.
1. Marnes grises, schisteuses, feuilletées, à *Amm. macrocephalus*.

(1) Huguenin, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, II, p. 519; V, p. 37.
(2) De Loriol, *Société paléontologique suisse*, 1878.
(3) Huguenin in Pillet, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 363.
(4) *Assoc. française*, session de Montpellier, p. 610 et *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 97. — Voir aussi Doutin et Coquand, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXVI, p. 834.

Digitized by Google

L'assise 3 représentant le corallien, l'assise 4, qui contient les espèces de la zone à *A. tenuilobatus*, notamment *A. Lothari*, *A. acanthicus*, *A. iphicerus*, avec *Ter. insignis*, *Aptychus latus* et *Dysaster granulosus*, équivaut au séquanien. Les calcaires n° 5, d'un gris très clair, à stratification confuse, avec silex pyromaques dans le haut, offrent l'association de *Ter. janitor* avec *Belemnites ensifer*, *Amm. ptychoicus*, *A. Staszyci*, *A. transitorius*, *A. lithographicus*, *Aptychus imbricatus*, et correspondent, par conséquent, aux couches du château de Crussol.

Les calcaires blancs de l'assise 6, bien que dépourvus de chailles, se relient minéralogiquement de la manière la plus intime à l'assise sous-jacente. On y trouve de nombreuses *nérinées* (*N. speciosa*, etc.), des *Heterodiceras* qui paraissent être les mêmes que ceux de Valfin, *H. Luci*, *H. Münsteri*, avec *Terebratula moravica* (*T. Repellini*), *T. Bouei*, *Waldheimia humeralis*, *Cidaris glandifera*, *Apiocrinus Meriani* et de nombreux polypiers.

Enfin les calcaires à *Ter. diphyoides*, qui ont 60^{m} de puissance et reposent sur la zone 6, renferment de très nombreuses ammonites, *A. Calypso*, *A. privasensis*, *A. berriasensis*, avec *Belemn. latus*, *Aptychus Didayi*, *A. Seranonis*, *Natica Leviathan*, *Ter. Moutoniana*, *Rhynch. contracta*, *Collyrites Malbosi*, etc. La base de l'assise est formée par un calcaire à cassure polyédrique, avec *Serpula recta*.

D'après cette coupe, si la zone à *Ter. Janitor* offre une association de fossiles franchement kimmeridgienne (et probablement ptérocérienne), les calcaires blancs qui suivent appartiennent au moins au ptérocérien, peut-être même à un horizon plus élevé.

La même succession a été observée dans les tranchées du chemin de fer de Lunel au Vigan (1). La zone à *Amm. tenuilobatus*, épaisse de 90 à 100^{m} et reposant sur la zone à *A. bimammatus*, se termine en haut par des calcaires à *Amm. acanthicus*, *A. iphicerus*, *A. Lothari*, que recouvre une couche de 2 à 3^{m} d'un calcaire massif à *Ter. moravica*, *Waldh. humeralis* et *Cidaris glandifera*. Là-dessus vient le calcaire ruiniforme, épais de 200^{m} à Ganges et se réliant de la manière la plus nette au calcaire blanc crayeux, à *Heterodiceras Luci*, du bois de Mounier et de la Séranne. Ce calcaire, puissant de 300^{m} dans cette dernière localité, est recouvert en concordance par les couches à *Ter. diphyoides*.

L'Échaillon, La Cloche. — Les calcaires blancs à *T. moravica* existent dans l'Isère. C'est à eux qu'appartient le calcaire de l'Échaillon, qui forme un récif de plus de 200^{m} de puissance, renfermant, avec *Heterodiceras Luci*, *Terebratula Repellini* (*T. moravica auct.*), *Rhynch. inconstans*, *Ostrea solitaria*, *Columbellaria*, *Cidaris glandifera*, etc. Ce calcaire repose sur une assise dolomitique et est recouvert en concordance par le système infracrétacé, de sorte que rien ne s'oppose à ce qu'on y voie un facies corallien de toute la partie supérieure du système oolithique.

Le calcaire à *Ter. moravica* (*T. Repellini*) existe encore dans la Basse-Provence,

(1) Torcapel, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 15.

Digitized by Google

notamment au vallon de la Cloche, près de Marseille, où il contient (1) de nombreuses nérinées, avec *Heterodiceras Luci* et *Cidaris glandifera*.

Savoie. — Sur la colline de Lémenc, près de Chambéry, la succession est analogue à celle des Cévennes; car on observe (2) :

6. Marnes de Berrias.
5. Calcaire blanc, presque lithographique, mais finement esquilleux, à rares stations coralligènes, de la vigne Droguet, à *Ter. diphya*, *Belemn. Pilleti*, *Amm. transitorius*, *A. Staszyci*, *Metaporinus convexus*, *Cidaris glandifera*, *Glypticus Loryi*, *Acropeltis æquituberculata*, *Apiocrinus flexuosus*, spongiaires.
4. Calcaire dolomitique bréchiforme, avec les mêmes fossiles que 5, à 30 ou 40^{m} au-dessous de 5.
3. Calcaire brun compact, avec marnes à *Aptychus punctatus*, *A. Beyrichi* (5^{m}).
2. Calcaire gris clair, dit du Calvaire de Lémenc (37^{m}), avec *Amm. lithographicus*, *A. steraspis*, *Aptychus latus*, *Ter. janitor*.
1. Calcaire gris des carrières de Lémenc, à *Amm. tenuilobatus*, *A. compsus*, *A. liphicerus*, *A. acanthicus*, *Aptychus latus*, *Rhynch. lacunosa*, *Collyrites carinata*.

La zone 1 étant séquanienne, l'ensemble des zones 2, 3, 4 et 5 offre certainement une place suffisante pour le reste du système oolithique. D'ailleurs à Montagnole, au sud de Chambéry, on observe, au-dessus des calcaires de la vigne Droguet, et séparé d'eux par 15 à 25^{m} de calcaires à ciment (3), un calcaire grossier lumachellaire, dont la faune présente encore des types jurassiques.

L'assise 5, qui n'est autre que le calcaire à *Ter. moravica*, se retrouve à Chanaz et au mont du Chat, dans le massif méridional du Jura, où elle est surmontée par quelques mètres de calcaire compact, puis par les couches de Purbeck, occupant ici exactement la place de l'assise de Berrias (4).

A Talloires et aux Voirons, on rencontre également *Ter. janitor* dans la zone à *Amm. acanthicus*, laquelle renferme plusieurs espèces virguliennes, telles que *A. Caletanus* et *A. longispinus* (5).

Le Salève. — La montagne du Salève, près de Genève, permet d'observer, au-dessous des calcaires blancs crétacés, un calcaire corallien blanc, oolithique, à fossiles le plus souvent roulés, parmi lesquels abondent les polypiers, les nérinées et les dicérates (*Heterodiceras Luci*). Ce calcaire, qui contient aussi *Cidaris carinifera*, offre la plus grande analogie avec le calcaire blanc de Wimmis, près de Thoune, lequel, contenant *Ter. moravica*, repose sur des couches à *Ceromya excentrica* et *Mytilus jurensis*, qui ne peuvent être que séquaniennes. On observe au Salève *Nerinea depressa*, *N. Defrancei*, *Itieria Renevieri*, *Diceras Escheri*, *Lima comatula*, *Pygurus Blumenbachi* (6).

En résumé, il paraît bien établi, d'après toutes les coupes qui viennent d'être indiquées, que, dans la région des Alpes occidentales, il y a superposition, aux couches à *Amm. tenuilobatus*, d'une assise à Térébratules perforées (*T. janitor*) et à *Aptychus*, à la partie supérieure de laquelle s'intercale le plus souvent un

(1) Coquand, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXVI, pp. 834, 854.
(2) Pillet, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 687 ; IX, p 361.
(3) Hollande, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 686.
(4) Hollande, *Bull. de la Soc. géol. de France*, VIII, p. 217.
(5) Ernest Favre, *Mém. de la Soc. paléontologique suisse*, 1877, IV.
(6) De Loriol, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 764.

Digitized by Google

horizon coralligène à *Ter. moravica* et *Cidaris glandifera*. Cet horizon lui-même est séparé du purbeckien à *Ter. diphyoides* par une certaine épaisseur de dépôts et, dans toute cette série, stratigraphiquement continue, on n'observe absolument aucun signe d'une émersion du massif des Alpes.

Alpes suisses ; Alpes lombardes ; Apennin ; Sicile. — Les Alpes de la Suisse orientale offrent, comme celles de la Savoie, la superposition de couches à *Aptychus* et à *Tereb. diphyoides* au calcaire à *Ter. janitor* (1). A ce dernier appartiennent bon nombre des escarpements dont les géologues suisses ont fait leur *calcaire des hautes montagnes* (*Hochgebirgskalk*) et où l'on remarque, en divers points, des calcaires à nérinées avec *Ter. moravica*, *Heterodiceras Luci*, *Nerinea carpathica*, *N. Zeuschneri*.

On observe dans les Alpes lombardes, ainsi que dans le Tyrol méridional, le Trentin et les Alpes vénitiennes, une bande de calcaires rouges marmoréens, lavec ammonites, qu'on a désignés sous le nom de *calcaro ammonitico rosso*. Sur foi de quelques déterminations incomplètes d'ammonites, ces calcaires, qui sont le principal gisement de *Ter. diphya*, avaient été autrefois considérés comme oxfordiens. M. Benecke a montré qu'il y avait lieu d'y distinguer deux assises; la première, à la base, qui a rarement plus de 7m et ne contient pas encore *Ter. diphya*, renferme *Amm. acanthicus*, *A. compsus* et autres espèces de la zone à *Amm. tenuilobatus*. Au-dessus vient le puissant système des vrais calcaires à *T. diphya* (*Diphyakalk*), contenant *Amm. ptychoicus*, *A. volanensis*, *A. hybonotus*, *A. lithographicus*, ce qui permet de les placer sur l'horizon kimmeridgien des schistes de Solenhofen (2). Ces calcaires passent d'ailleurs insensiblement au *Biancone*, calcaire blanc à cassure conchoïdale, avec silex, qui renferme des céphalopodes crétacés, mais ne contient plus d'ammonites des groupes des *flexuosi* ni des *planulati*.

Dans l'Apennin central, la place du *Diphyakalk* est occupée par un marbre gris verdâtre clair à *Amm. ptychoicus*, *A. Staszyci*, succédant à des schistes gris, verts ou rouges, à silex pyromaque, avec *Aptychus punctatus* et *A. latus* (3). Le même calcaire se montre en Sicile, où M. Gemmellaro a constaté que des couches à *Ter. janitor* supportent un calcaire à nérinées, contenant les fossiles de l'Échaillon et du Salève.

Carpathes. — Le type tithonique de l'oolithe supérieure joue un grand rôle dans la région des Carpathes, où il donne naissance au calcaire ruiniforme connu sous le nom de *Klippenkalk* ou *calcaire à récifs*.

Ce calcaire, qui est marmoréen et qu'on peut bien observer à Rogoznik, au sud-ouest de Neumark en Galicie, contient des céphalopodes et des brachiopodes qui indiquent les divers horizons du jurassique supérieur. La *Terebratula diphya* s'y rencontre dans une sorte de brèche coquillière d'un rouge clair, avec *T. Bouei*

(1) Moesch in Ernest Favre, *Revue géol. suisse*, XII, 1882.
(2) Voir plus loin, p. 901.
(3) Benecke, *Geogn. palæontolog. Beitraege*, 1868.

Digitized by Google

et, plus haut, immédiatement sous le crétacé, elle apparaît encore en compagnie de *Tereb. triquetra* avec des ammonites et des bélemnites.

Le *calcaire de Stramberg*, dans le nord des Carpathes, paraît différer surtout du Klippenkalk en ce qu'il représente une formation de rivage, tandis que l'autre est un dépôt de pleine mer (1). On observe du reste, dans ce calcaire, deux faunes, l'une à céphalopodes, *Amm. ptychoicus*, *A. transitorius*, l'autre caractérisée par *Ter. moravica*, *Cidaris glandifera*, des dicérates et des nérinées.

Le calcaire d'Inwald, minéralogiquement semblable à celui de Stramberg, ne contient que des espèces de la zone à *Ter. moravica* et *Heterodiceras Luci*.

En Transylvanie, on rencontre *Ter. janitor* à la partie supérieure de la zone à *Amm. acanthicus*, sous les calcaires blancs à *Ter. moravica*. Du reste, il paraît que *Ter. janitor* s'observe à plusieurs niveaux dans les couches qui établissent le passage entre la zone à *Amm. tenuilobatus* et le système infracrétacé (2).

Espagne; Algérie. — L'existence de la *Ter. diphya* a été signalée, dans le sud de l'Espagne, par de Verneuil, qui l'a trouvée à Cabra.

La même *T. diphya* se retrouve en Afrique, dans la province de Batna, où M. Coquand l'a recueillie à Foum Islamem. En outre, au voisinage de Sétif, dans l'Oued Soubella, on remarque (3) l'association d'une térébratule perforée (*T. janitor*), avec *Amm. ptychoicus*, *A. Liebigi*, *A. privasensis*, *Ter. Euthymei*, *Metaporinus transversus*, *Collyrites carinata* et ce système, recouvert par des couches à bélemnites plates, repose sur des marnes à *Amm. tortisulcatus*. La succession présente donc la plus grande analogie avec celle des environs de Grenoble et ce fait, joint à la grande extension, de l'ouest à l'est, des calcaires à térébratules perforées, induit légitimement à considérer ces calcaires comme le *facies méditerranéen normal* de l'oolithe supérieure.

Il est vrai que, dans la province de Constantine, à Djebel Seba et à Chellalah, on observe des calcaires à *Cidaris glandifera* et *C. carinifera*, qui manquent à Sétif et M. Coquand a recueilli, à Makta Liamoun (4), le même *Cid. glandifera* (bien connu en Syrie sous le nom de *lapis judaicus*) en compagnie de *Pseudocidaris ovifera*, *Ostrea solitaria*, *Rhynchonella inconstans*, *Hinnites inæquistriatus*, en un mot de la faune ptérocérienne de La Rochelle. Mais rien n'est moins surprenant que la localisation de calcaires à polypiers et à oursins, dont l'absence complète, en certains points où les couches ont le caractère pélagique, s'explique tout naturellement.

Résumé. — En résumé, il paraît permis de penser que, dans la région méditerranéenne, la partie supérieure du système oolithique, partout où elle offre le caractère pélagique, se présente sous la forme de calcaires à térébratules perforées, reposant sur les calcaires ammonitifères de la zone à *Amm. tenuilobatus*.

(1) Benecke, *Geognost. palæontolog. Beitraege.*
(2) Neumayr, *Bemerkungen zur Gliederung des ob. Jura.*
(3) Peron, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIX, p. 280.
(4) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXV, p. 600.

Digitized by Google

En certains points et probablement à diverses hauteurs, les couches prennent le caractère réciforme et se développent à l'état de calcaires blancs avec nérinées, dicérates et oursins: c'est d'ailleurs un fait constaté que les faunes coralligènes d'horizons géologiques voisins diffèrent beaucoup moins entre elles que les faunes pélagiques ou littorales correspondantes; il suffit de se souvenir qu'au début, et avant d'y avoir regardé de très près, personne n'avait hésité à reconnaître le coral-rag et ses fossiles typiques dans tous les horizons corallifères de la Bourgogne, du Jura, du Bugey et des Alpes. C'est pourquoi il est fort possible que, si voisins qu'ils semblent les uns des autres, les calcaires coralliens de l'Échaillon, de Ganges, de Wimmis, etc., n'appartiennent pas tous exactement au même étage.

Il convient aussi de remarquer que les stations coralligènes du corallien proprement dit ne se rencontrent guère que dans le Jura septentrional, que celles du séquanien ou du ptérocérien se manifestent dans le Bugey comme en Bavière; enfin qu'il faut aller chercher en Languedoc ou en Provence celles qui paraissent appartenir à l'horizon le plus élevé. Les choses se passent donc comme si la zone des polypiers constructeurs avait constamment reculé vers le sud, ce qui concorde bien avec ce que nous savons de l'émersion progressive du massif européen central. Il est naturel qu'à l'époque voisine de celle où les dépôts saumâtres du Purbeck allaient, dans le nord de l'Europe, céder la place aux formations lacustres du wealdien, la zone des coraux se soit trouvée reportée sensiblement au sud du point qu'elle atteignait à l'époque du glypticien.

§ 10

TYPES ÉTRANGERS DIVERS DU SYSTÈME OOLITHIQUE

A. ALLEMAGNE CENTRALE

Souabe. Jura brun. — Le bajocien de la Souabe comprend les assises du *Jura brun* que M. Quenstedt a désignées sous les noms de β (*in part.*), γ, δ_1, δ_2, δ_3. En voici la série:

δ_3. Oolithe ferrugineuse à *Amm. Braikenridgei*, *A. bifurcatus*, *Bel. giganteus*.
δ_2. Calcaires à hultres, avec *Ostrea Marshi*, *Amm. Humphriesianus* (6^m).
δ_1. Argile à *Bel. giganteus* (6^m).
γ. { Calcaires bleus durs. / Couche à *Amm. Sowerbyi* et couches à polypiers, avec *Pecten demissus* et *Cidaris maxima*.
β (*in part.*). Grès jaunes et minerais rouges oolithiques à *Amm. Murchisonæ*, *Pecten pumilus*.

Les assises β et γ sont quelquefois réunies sous le nom de zone à *Inoceramus polyplocus* ou à *Amm. Murchisonæ*, tandis que δ_1 et δ_2 forment la *zone à Coronati*, ainsi nommée de la famille d'ammonites qui y prédomine.

Quant au bathonien, dont l'épaisseur n'atteint pas 30^m, la base en est formée par une assise très constante, l'oolithe à *Amm. Parkinsoni* ou *A. ferrugineus*,

Digitized by Google

que surmontent des calcaires oolithiques et marneux à *Rhynchonella varians* et *Trigonia interlævigata*.

Dans le nord-ouest de l'Allemagne, les couches à *Amm. Parkinsoni*, qui sont des argiles schisteuses, micacées et sableuses de 30m d'épaisseur, sont recouvertes par une assise, également puissante de 30m, d'argiles micacées, sableuses et calcaires à *Ostrea Knorri*, avec *Amm. ferrugineus* et *Trigonia interlævigata ;* par-dessus viennent les couches à *Waldheimia lagenalis*, *Avicula echinata*, *Amm. posterus*: la puissance de ces couches est encore de 30m (1).

En résumé, en Allemagne, le facies de la grande oolithe fait défaut et c'est ainsi que les équivalents paléontologiques du *Bradford clay* paraissent reposer directement sur les couches dont la faune est celle du *fuller's earth*.

Jura blanc. Calcaire de Solenhofen. — Le *Jura blanc* de la Souabe a été divisé par Quenstedt en six étages, dont le premier, le Jura blanc α, correspond à la zone à *Waldh. impressa*, tandis que les étages β et γ, ce dernier caractérisé par les spongiaires, représentent l'argovien, δ étant le corallien, ε le séquanien et ζ répondant à l'ensemble du ptérocérien et du virgulien.

Quant à l'oxfordien, il en faut chercher la représentation au sommet du *Jura brun*, dans les couches ζ, composées de l'Argile à *Amm. ornatus* (*Ornatenthon*) et de l'argile à *Amm. Lamberti*.

Cette série oolithique supérieure de la Bavière et du Wurtemberg est intéressante par l'existence d'un horizon coralligène bien marqué à la hauteur du ptérocérien, ainsi que par le grand développement que prennent, dans cet étage et dans le virgulien, les *calcaires en plaquettes* (*Plattenkalke*).

L'horizon coralligène se montre d'abord à Nattheim, près d'Heidenheim, où, parmi de nombreux fossiles à l'état siliceux, on remarque *Waldh. humeralis*, *Megerlea pectunculus*, *Nerinea Mandelslohi*, *Cidaris marginata*, *C. maxima*, *Hemipedina* (*Echinopsis*) *Nattheimensis*, *Glypticus sulcatus*, *Acrocidaris nobilis*, etc. (2). Le récif de Nattheim est en rapport intime avec des calcaires en plaquettes, qui finissent par prédominer et par le recouvrir. Aux environs d'Ulm, ce sont des calcaires argileux, exploités pour chaux hydraulique. On y trouve *Amm. ulmensis*, *Waldheimia humeralis*, *Exogyra virgula*, *Astarte supracorallina*, *Pholadomya donacina*, *Trigonia Voltzi*, *Pinna granulata*. C'est probablement la partie supérieure du ptérocérien. Au-dessus viennent les *schistes lithographiques*, identiques avec ceux qu'on exploite à Solenhofen en Bavière et qui sont célèbres à la fois par leurs restes fossiles et par l'ensemble de leurs qualités industrielles, finesse et égalité du grain, grandeur et régularité des plaques.

A Solenhofen, ces schistes ont 25m de puissance. Leur faune comprend : le célèbre *Archæopteryx* et le *Rhamphorhynchus*, qui ont laissé sur la roche l'empreinte de leurs plumes, un *Pterodactylus*, de nombreux poissons, près de cinquante espèces des genres *Gyrodus*, *Pholidophorus*, *Leptolepis*, *Megalurus*, *Aspi-*

(1) Von Seebach in Credner. *Traité de géologie*, p. 524.
(2) Oppel, *die Juraformation*, 1868.

Digitized by Google

dorhynchus, des araignées, des libellules, des crustacés, des céphalopodes nus présentant la trace de tous leurs organes, y compris la poche à encre, des *Aptychus latus*, *A. lamellosus*, des ammonites, *Amm. steraspis*, *A. lithographicus*, *A. hybonotus*, *A. ulmensis*, des bélemnites, enfin des méduses, *Rhizostomites* et des astéries, *Geocoma carinata*.

Les *calcaires à pinces de crabes* du Wurtemberg paraissent appartenir au ptérocérien.

Bavière orientale. — Dans la Bavière orientale on observe, d'après M. Gümbel (1), la succession suivante :

5. Calcaires en plaquettes.
4. { Marbre de Kelheim. / Dolomie franconienne et calcaires à *Rhabdocidaris nobilis* et *Echinopsis Nattheimensis*.
3. Zone à *Amm. tenuilobatus*, *A. Lothari*, *A. iphicerus*.
2. Calcaires à *Amm. bimammatus* et *A. Marantianus*.
1. Zones à *Amm. transversarius* et à *Waldh. impressa*.

La zone 1 est argovienne et les calcaires à *Amm. bimammatus* ne sont autres que notre corallien, dépourvu de récifs dans cette région. La zone à *Amm. tenuilobatus*, parfois représentée par des marnes à spongiaires, supporte la dolomie franconienne à *Megerlea pertunculoides* et *Rhynch. lacunosa* et cette dernière, qui comprend des intercalations calcaires à facies coralligène, passe vers le haut au *marbre de Kelheim*, caractérisé par les polypiers, les nérinées (*Nerinea Mandelslohi*), ainsi que par les ptérocères (*Pterocera Oceani*). Ce calcaire, synchronique de celui de Nattheim, caractériserait le facies bavarois oriental du ptérocérien, dont la dolomie représenterait le type occidental.

Au sommet du marbre de Kelheim s'observe une couche corallienne avec nérinées et *Heterodiceras*. Mais on peut s'assurer, selon M. Gümbel, que ce n'est qu'un accident au milieu de la grande série des calcaires en plaquettes, si développés entre Kelheim et Ratisbonne et qui se relient intimement aux calcaires lithographiques de Solenhofen.

En résumé, le jura blanc de la Souabe, tant par ses récifs ptérocériens que par ses calcaires en plaquettes virguliens, se relie intimement aux assises oolithiques du Bugey et de l'Argovie.

Silésie et Pologne. — La Silésie et la Pologne offrent une succession analogue à celle de la Souabe. En effet, on y observe, d'après M. Roemer (2) :

7. Zone à *Ex. virgula;* calcaire compact, analogue aux schistes lithographiques de Solenhofen; *Ex. virgula* abondante.
6. Calcaire à nérinées d'Inwald, à *Tereb. moravica;* calcaire blanc compact, presque entièrement dépourvu de céphalopodes.
5. Zone à *Rhynch. Astieriana*, avec fossiles analogues à ceux de Nattheim.
4. Felsenkalk supérieur ou zone à *Rhynch. trilobata*, avec *Amm. polyplocus;* calcaire blanc.
3. Felsenkalk inférieur ou zone à *Rhynch. lacunosa;* calcaire gris clair avec ammonites du groupe des *planulati*.
2. Zone à *Amm. cordatus*. Calcaire blanc très fossilifère et marnes.
1. Calcaire à *Amm. macrocephalus*.

(1) *Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges*, 1868, p. 691.
(2) *Geologie von Oberschlesien*, Breslau, 1870.

Digitized by Google

D'après cela, tandis que le Felsenkalk supérieur serait séquanien, le calcaire à nérinées d'Inwald appartiendrait, comme celui du Salève, auquel il ressemble, au ptérocérien.

B. HANOVRE

Oxfordien, Kimmeridgien du Deister. — Le massif du Deister, situé au sud de Hanovre, entre les vallées du Weser et de la Leine, présente une coupe intéressante, quoique très réduite quant aux épaisseurs, des étages supérieurs du système oolithique. La série en a été établie avec précision par MM. Credner (1) et Struckmann (2).

A la base s'observent des couches calloviennes à *Amm. macrocephalus*, puis des argiles à *Amm. Lamberti* et *Amm. ornatus*, que couronnent 7^{m}, 50 de *couches de Hersum*, avec *Amm. cordatus*, *A. arduennensis*, *Waldheimia impressa*, *Gryphæa dilatata*; c'est l'oxfordien supérieur. Ensuite vient l'oolithe corallienne, puissante de 20^{m} au Deister et se divisant en deux assises : celle de la base, à *Ostrea rastellaris*, *Cidaris cervicalis*, avec des polypiers et des spongiaires, *Scyphia*, *Spongites*, etc.; celle du sommet, avec *Pecten varians* et *Nerinea Visurgis*. Les deux assises contiennent *Cidaris florigemma* et représentent, l'une le glypticien, l'autre le dicératien.

Le séquanien a pour équivalent, à Ahlem et à Linden, 8^{m} de marnes et de calcaires, le plus souvent marneux, où l'on peut distinguer, de bas en haut, une zone à *Waldheimia humeralis*, une z. à *Natica globosa* et une z. à *Nerinea tuberculosa*, *N. Gosæ*, *N. Cæcilia*. Ensuite apparait le ptérocérien, qui se compose, au Tönjesberg, de 7 à 8^{m} de calcaires et de marnes à *Nerinea obtusa*, recouverts par 4 ou 5^{m} de calcaires oolithiques très fossilifères à *Pterocera Oceani*, *Exogyra virgula*, *Pygurus jurensis*.

Ces couches sont couronnées par le virgulien, formé de calcaires bleuâtres en bancs épais, que surmontent des calcaires oolithiques en plaquettes. Réduite à 3^{m} en quelques points, cette assise, caractérisée par *Exogyra virgula* et *Corbula Mosensis*, aurait au Deister, d'après M. Credner, jusqu'à 120^{m}. Enfin le bolonien affecte dans cette région la forme de calcaires marneux gris-noirâtres et d'argiles schisteuses avec plaquettes calcaires, épais de 20^{m} près de Nienstedt et contenant : *Amm. gigas*, *Exogyra virgula*, *Ostrea multiformis*, *Cyrena rugosa*, *Gervillia tetragona*, *Cyprina Brongniarti*, avec des dents de *Lepidotus*.

Plattenkalk. — Au portlandien proprement dit correspond ce que M. Rœmer a appelé le *calcaire en plaquettes* (*Plattenkalk*) d'*Eimbeckhausen* (3), du nom d'un village situé entre Münder et Lauenau. C'est un calcaire marneux, se débitant en plaquettes de l'épaisseur du doigt, qui se brisent sous les pieds avec un bruit de vaisselle cassée. A Holzen, ce calcaire renferme de l'asphalte; plusieurs couches

(1) *Ueber die Gliederung der oberen Juraformation*. Prag, 1863.
(2) *Der obere Jura von Hannover*, 1878. — *Zeits. d. deutsch. geol. Ges.*, XXXII, p. 602.
(3) *Zeits. d. deutsch. geol. Gesellschaft*, IX, p. 634.

Digitized by Google

TABLEAU DU SYNCHRONISME

ÉTAGES ET SOUS-ÉTAGES.		ANGLETERRE.	NORMANDIE.	BOULONNAIS.	LORRAINE, ARDENNES.
PORTLANDIEN.	PURBECKIEN.	Purbeck-beds.	Poudingue sans fossiles du Bray?	Travertin à Cypris.	
	PORTLANDIEN.	Portland stone. Portland sand.	Couches à Trig. gibbosa. Argile à O. expansa.	Couches à Trig. gibbosa. Argile à O. expansa.	Oolithe vacuolaire.
KIMMERIDGIEN.	BOLONIEN.	Schistes à Discina latissima.	Grès calcaires et marnes du Bray.	Grès à ptérocères et poudingue de la Crèche.	Calcaires du Barrois.
	VIRGULIEN.	Argiles à Ex. virgula.	Argiles à Exog. virgula.	Argiles à Exog. virgula.	Lumachelles et calc. à Ex. virgula.
	PTÉROCÉRIEN.		Marnes à ptérocères.	Grès de Wirvigne.	Calc. à ptérocères. Calc. à Wald. humeralis.
	SÉQUANIEN.	Upper calcareous grit.	Marnes à Ostrea deltoidea.	Argiles à Ostrea deltoidea.	Couches à O. deltoidea. Oolithe de la Mothe.
CORALLIEN.	DICÉRATIEN.	Coral-rag.	Coral-rag de Trouville.	Calcaire de Brucdale.	Oolithe de Saint-Mihiel.
	GLYPTICIEN.	Coralline oolite.	Oolithe de Trouville.	Calcaire du mont des Boucards.	Oolithe à Glypticus et calc. de Creuë.
	ARGOVIEN.				
OXFORDIEN.	OXFORDIEN.	Lower calcareous grit. Oxford clay.	Argile à Amm. cordatus. Marnes de Villers. Marnes de Dives.	Calcaire d'Houllefort, argile de la Liégette. Argiles supérieures du Wast. Argiles de Montaubert.	Couches de Neuvizy. Gaize des Ardennes et calc. à chailles. Argiles de la Woëvre.
	CALLOVIEN.	Kelloway-rock.	Callovien ferrugin. Callovien calcaire.	Argiles ferrugin. de Belle.	Minerai inférieur des Ardennes. Calcaires de Liffol.
BATHONIEN.	BRADFORDIEN.	Cornbrash. Bradford-Clay and Forest-marble. Great oolite.	Calcaire à bryozoaires. Calcaire spathique de Ranville.	Zone à W. lagenalis. Z. à Rh. elegantula. Oolithe de Marquise.	Dalles oolithiques. Marnes de Conflans et de Friauville. Oolithe à Rhynch. decorata.
	VÉSULIEN.	Stonesfield slate. Fuller's earth.	Calcaire de Caen. Marnes de Port-en-Bessin.	Marnes à Clypeus et Ostrea Sowerbyi.	Calcaires jaunes et marnes à O. acuminata.
BAJOCIEN.	BAJOCIEN.	Inferior oolite. Dogger.	Oolithe blanche. Oolithe ferrugineuse. Mâlière.	Sables lignitifères.	Calc. à polypiers. Calc. à entroques. Calc. ferrugineux.
	AALÉNIEN.				

Digitized by Google

ASSISES OOLITHIQUES.

OURGOGNE, BERRI.	FRANCHE-COMTÉ.	BUGEY, LYONNAIS.	SAVOIE, DAUPHINÉ, PROVENCE.	ALLEMAGNE.
	Marnes de Villers-le-Lac.	Calcaire purbeckien.	Calcaire de Berrias.	Serpulit. Marnes de Münder.
	Dolomie portlandienne.	Dolomie portlandienne.	Calcaires à Ter. diphya.	Calcaire d'Eimbeckhausen.
alc. à Amm. gigas.	Calcaires compacts à nérinées.	Calcaires à nérinées.	Calcaires à Ter. moravica et Cidaris glandifera.	Calcaires et argiles à Amm. gigas.
umachelles et calc. à Ex. virgula.	Lumachelles et calc. à Ex. virgula.	Schistes calcaires à poissons et Zamites.		Calcaires lithogr. de Solenhofen.
Calc. à ptérocères. Calc. à W. humeralis.	Marnes et calc. à ptérocères.	Calcaire de Valfin et d'Oyonnax.	Calcaires à Ter. janitor.	Corallien de Nattheim.
olithe de Tonnerre. Corallien compact.	Calcaire à astartes.	Calcaires à Amm. tenuilobatus.		Couches de Balingen à Amm. tenuilobatus.
Oolithe de Châtelensoir et corallien compact.	Bancs à Diceras.	Zone à Amm. bimammatus.		
Marnes à spongiaires.	Bancs à Glypticus.			
Marnes à A. cordatus.	Calcaire à chailles.	Zone à Amm. transversarius et A. cordatus.		
Marnes à ammonites pyriteuses.	Marnes à ammonites pyriteuses.	Zone à Amm. Lamberti.		
Calcaire de Pougues. Lumachelle à W. pala.	Zone à Amm. anceps. Zone à Amm. macrocephalus.			
Oolithes et marnes. Zone à W. digona. Calcaire marneux blanc jaunâtre supérieur.	Dalle nacrée. Grande Oolithe (Forest-marble des géol. jurassiens).	Calc. à W. digona. Oolithe miliaire à Purpura.	Schistes et calcaires à fucoïdes. Couches à Amm. tripartitus.	Zone à Amm. aspidoides.
Calcaire marneux blanc jaunâtre inférieur.	Marnes de Vesoul.	Calcaire à Amm. arbustigerus.	Couches à Amm. Parkinsoni.	Zone à Amm. ferrugineus.
Calc. à Amm. Garantianus. Calc. à entroques.	Calc. à polypiers. Calc. à entroques. Oolithe ferrugin.	Ciret du Mont-d'Or. Calc. de Couzon. Calc. à fucoïdes.	Calc. à Amm. viator. Couches à fucoïdes. Couches à Amm. Murchisonæ.	Jura brun β, γ, δ.

Digitized by Google

bituminifères, de 0m,50 à 6m de puissance, alternent avec des couches d'argile de 0m,50. De même, à Ahlem, cette formation se compose de 3m de calcaires finement stratifiés, entièrement imprégnés de bitume et souvent remplis de *Corbula inflexa*, avec *Perna Bouchardi*, *Modiola lithodomus*, *Trigonia variegata*, *Cyprina Brongniarti*, *Cyrena rugosa*, *Cyclas Brongniarti*, *Corbula Mosensis* (1). Au Samkekopf, dans le massif du Deister, cette assise a de 11 à 12m et contient des marnes dolomitiques avec pseudomorphoses de sel gemme; on y rencontre *Microdon minutus*, ainsi que des dents et des écailles de divers autres poissons. Au Kappenberg, les calcaires en plaquettes ont plus de 50m et renferment, à 11m au dessus de leur base, au milieu d'assises purement marines, un lit calcaire noirâtre de 0m05, offrant un mélange d'huitres, de modioles, de corbules et de *Serpula coacervata*, avec les genres *Paludina*, *Neritina*, *Valvata*, *Physa*, *Bythinia* (2). Cette apparition de fossiles lacustres présage l'époque qui va suivre.

Marnes de Münder, Serpulit. — Les assises les plus élevées du système oolithique possèdent, dans la région qui nous occupe, un facies particulier, qui rappelle à beaucoup d'égards celui des couches de Purbeck en Angleterre. Cela n'a rien de surprenant si l'on réfléchit que la mer jurassique du Hanôvre, séparée de celle de la Souabe par une barrière continentale, se reliait au contraire directement au bassin de la Grande Bretagne.

Le facies en question est caractérisé dans les *marnes de Münder* (3) et dans le calcaire à serpules ou *Serpulit* de M. Rœmer.

La première assise est d'une puissance extrêmement variable; car elle n'a que 2 ou 3m à Völksen, tandis qu'elle atteint 90m à Nienstedt et plus de 388m sur le flanc occidental du Deister (4). Elle se compose de marnes argileuses, analogues à celles du Keuper, d'un rouge foncé, d'un gris verdâtre ou d'un bleu verdâtre, avec lits intercalés, de 0m,50 à 0m,50, d'une marne calcaire jaunâtre et dolomitique. Des amas de gypse et de sel y sont subordonnés. La faune de ces marnes est très pauvre; on n'y a encore trouvé que *Corbula inflexa*, *C. alata*, *Cyrena subtransversa*, *Littorinella Schusteri* et des restes insignifiants de végétaux.

Le *Serpulit*, dont l'épaisseur varie de 15 à 45m, est formé, à la base, d'argiles schisteuses grises avec plaquettes calcaires riches en *Serpula coacervata*; au milieu, les schistes et les calcaires deviennent bitumineux et renferment d'innombrables individus aplatis de *Corbula inflexa*, avec *Cypris oblonga*, *Cyrena subtransversa*, *Mytilus membranaceus*. Au sommet s'observent des calcaires gris massifs, parfois remplis de *Serpula coacervata* (5). Les *Cyclas Brongniarti*, *Cyrena Mantelli*, *C. parvirostris*, font encore partie de la faune de cette assise, avec des dents d'*Hybodus polyprion* et de *Pycnodus Mantelli*.

(1) Struckmann, *Der obere Jura von Hannover*, 1878, p. 22.
(2) Id., *Geognostische Studien am Deister*, Hanôvre, 1880.
(3) Credner, *loc. cit.*
(4) Struckmann, *Die Wealden-Bildungen von Hannover*, 1880, p. 25.
(5) Id., *loc. cit*, p. 27.

Digitized by Google

C. *CONTRÉES DIVERSES*

Russie. — La série oolithique de la Russie s'écarte sensiblement des types de l'Europe septentrionale ou centrale. On y peut distinguer les assises suivantes (1) :

7. Couches à Inocérames de Ssimbirsk.
6. Grès vert olive, glauconieux, à *Amm. catenulatus* et *A. fulgens*.
5. Bancs à *Aucella mosquensis* et *Amm. catenulatus*.
4. Couches à *Amm. virgatus* de Moscou.
3. — *Amm. alternans*.
2. — *Amm. Jason* et *A. coronatus* de Tschulkowo
1. Schistes à bélemnites de Jelatma.

Les couches 2 et 3 représenteraient le callovien et l'oxfordien ; l'assise 4 pourrait correspondre à la zone à *Amm. tenuilobatus*. 5 et 6 seraient l'équivalent du Jura blanc; quant aux couches à inocérames, il n'est pas sûr qu'elles n'appartiennent pas à la série crétacée.

Zone septentrionale d'Europe et d'Asie. — L'oolithe inférieure paraît occuper, dans le nord de la Russie et de l'Asie, une étendue considérable. Elle est représentée dans ces contrées par des dépôts de grès et de schistes argileux, avec couches d'un combustible parfois exploitable, contenant de nombreuses empreintes végétales, qui sont celles de Scarborough (2). Ainsi, depuis cette localité, le faciès terrestre de l'étage paraît s'être poursuivi sans interruption jusque dans l'extrême Orient. En effet, on l'observe à Andö, en Norvège, par 69° de lat. N.; au Spitzberg, près du cap Boheman; dans les districts de la Petschora et de la Tunguska ; dans l'Altaï, à Kusnezk ; en Sibérie, aussi bien à Ajakit, par 71° lat. N., que dans le bassin de l'Amour et jusqu'au Japon.

Les fossiles qu'on y trouve sont des espèces tropicales ou subtropicales de fougères, de cycadées et de conifères, parmi lesquelles dominent *Asplenium Whitbiense*, *Podozamites lanceolatus*, *Phænicopsis angustifolia*, *Baiera pulchella*, *Pinus Nordenskjoeldi*, etc. Certaines espèces s'observent depuis l'Angleterre jusqu'au bout de la Sibérie et une différence en latitude de vingt degrés, comme celle qui sépare les gisements de l'Amour de ceux d'Ajakit, ne paraît pas avoir exercé d'influence sur la flore, partout composée des mêmes types.

Le jurassique de ces régions n'est du reste pas exclusivement d'eau douce. Au Spitzberg, comme dans le bassin de la Petschora, on a recueilli *Ammonites tripartitus*, *Cardium concinnum*, *Leda nuda*, *Inoceramus revelatus*, *Aucella mosquensis* (3).

Inde. Amérique. — Des dépôts analogues à ceux de l'Asie septentrionale, également pourvus de combustible, existent dans l'Inde, où MM. Blanford et Medlicott les ont décrits (4) sous le nom de *système supérieur de Gondwana*.

(1) Neumayr, *Geogn. palæontol. Beitræge*, München, 1876.
(2) Heer, *Mém. Acad. de Saint-Pétersbourg*, XXV (1878) ; XXVII (1880). — Schmalhausen, *ibid.*, XXVII.
(3) Lindstrœm, *Geol. Magazine*, V, p. 30.
(4) *Geology of India.*

Digitized by Google

Mais ce groupe est très complexe et ses couches les plus élevées, celles de Jabalpur, doivent seules correspondre au système oolithique, bien qu'il y ait désaccord entre la flore, voisine de celle de Scarborough, et la faune marine des assises encaissantes, alliée par ses céphalopodes à l'oolithe supérieure européenne. A cette époque, l'Inde devait être séparée de l'Europe et unie à l'Australie.

Dans le district de Kutch, des sédiments marins, riches en céphalopodes, laissent reconnaître sans peine le bathonien, le callovien, l'oxfordien et l'oolithe supérieure (1).

En divers points du massif des Montagnes Rocheuses, on rencontre des marnes et des calcaires contenant des fossiles, tels que *Belemnites densus* et *Ammonites cordiformis*, qui indiquent l'étage moyen du système oolithique. Dans la même région, les étages supérieurs sont représentés par des sédiments lacustres ou saumâtres, avec restes de reptiles, tels que les couches dites à *Atlantosaurus*, où M. Marsh a signalé une intéressante faune de mammifères, étroitement alliée à celle du Purbeck d'Angleterre.

La partie inférieure du système oolithique est représentée, dans la chaîne côtière de la Colombie anglaise, par des couches à *Ammonites Humphriesianus* et à bélemnites (2). La plupart des espèces sont identiques avec celles du terrain jurassique du Dakota. La barrière des Montagnes Rocheuses n'était donc pas formée à cette époque.

Enfin les étages bathonien, callovien et oxfordien existent en plusieurs points de la chaîne des Andes, notamment auprès de Caracoles (Bolivie), où l'on recueille, entre autres, *Amm. Humphriesianus*, *Amm. macrocephalus* et des formes très voisines d'*Amm. anceps* (3).

CHAPITRE IV

SÉRIE CRÉTACÉE : I° SYSTÈME INFRACRÉTACE

§ 1

GÉNÉRALITÉS SUR LA PÉRIODE INFRACRÉTACÉE

Caractères généraux et divisions de la période. — A la série jurassique succède la série *crétacée*, susceptible, comme la précédente, d'une double division. Pendant la première partie de cette phase de l'histoire du globe, le mouvement d'émersion des latitudes élevées de l'Europe, qui avait été le trait domi-

(1) Waagen, in *Neues Jahrb.*, 1872, p. 984.
(2) Whiteaves, *Americ. Journal*, 3e série, XVI, p 71.
(3) Steinmann, *Neues Jahrbuch*, I Beilageband (1881).

Digitized by Google

nant de la période oolithique, s'accentue au point que les sédiments d'eau douce l'emportent de beaucoup sur les dépôts marins. Durant ce temps, les formations de la région méditerranéenne gardent le caractère pélagique et de véritables récifs, analogues à ceux de l'oolithe, s'y élèvent en divers points. Par contre, la période suivante voit l'Europe septentrionale s'abîmer, en quelque sorte, sous les eaux marines, et ne plus guère recevoir de dépôts que ceux où l'action sédimentaire est sensiblement dépassée en intensité par celle des organismes microscopiques. En revanche, les mers subalpines semblent moins ouvertes et après que la grande famille des rudistes y a édifié ses puissantes constructions, des symptômes d'émersion se produisent autour de la Provence et des Pyrénées.

Les temps crétacés doivent donc être divisés en deux périodes; c'est dans la seconde que se montre la *craie*, cette roche tendre et traçante qui a mérité de donner son nom à la série. Par suite nous laisserons au système qui la représente le nom de *système crétacé* et les dépôts de la première période, desquels nous allons maintenant parler, constitueront pour nous le *système infracrétacé*.

Nous diviserons ce système, avec d'Orbigny, en quatre étages : à la base le *néocomien*, ainsi nommé de Neuchâtel en Suisse; puis l'*urgonien*, qui tire son nom d'Orgon, près d'Arles; ensuite l'*aptien*, développé aux environs d'Apt; enfin l'*albien*, dont le type a été choisi dans le département de l'Aube.

La période infracrétacée se relie assez étroitement, par l'ensemble de ses caractères, à celle qui l'a précédée. Sa flore, où dominent les cycadées et les conifères et où les dicotylédones angiospermes sont encore inconnues, est une flore jurassique (1). Si des pins, des sapins et des cèdres s'y montrent associés aux types tropicaux, cette association prévaut aussi bien près du pôle, au Groënland, que dans l'Europe centrale et atteste que les climats devaient offrir encore une grande uniformité. Toutefois, on ne peut manquer d'être frappé de ce fait que les formations de polypiers qui, pendant la période oolithique, s'avançaient jusque dans le Yorkshire, par plus de 54° de lat. N., ont sensiblement reculé vers le sud; car les calcaires à réquiénies (caprotines), qui sont, pour la période infracrétacée, l'équivalent des calcaires à dicérates, ne se montrent guère que dans la zone méditerranéenne. Il ne semble donc pas excessif d'en conclure que déjà les conditions tropicales, qui seules conviennent aux formations coralligènes, avaient abandonné la partie septentrionale de notre hémisphère.

L'empire de la terre ferme, durant cette période, paraît avoir appartenu aux grands dinosauriens bipèdes, pourvus de caractères mixtes qui les font participer à la fois des mammifères, des oiseaux et des reptiles. Quant aux animaux marins, à part la prépondérance relative des céphalopodes à tours déroulés, on peut dire qu'ils ne font que continuer les types oolithiques.

Néanmoins, comme un changement considérable se produit dès le début de la période suivante, on doit penser que la fin des temps infracrétacés a vu se pro-

(1) De Saporta, *Le monde des plantes*, p. 194.

Digitized by Google

duire des modifications importantes, dont l'exacte appréciation ne sera possible que le jour où l'on connaîtra des dépôts terrestres de cette dernière époque.

En tout cas on peut noter, comme un trait caractéristique des assises supérieures du système, l'abondance exceptionnelle, dans toute l'Europe septentrionale, des gisements de phosphate de chaux ferrifère en nodules concrétionnés.

Faune infracrétacée. — Les restes de mammifères faisant défaut dans les dépôts infracrétacés, il n'est pas possible de savoir si des types nouveaux ont

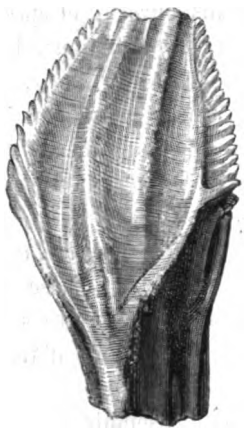

Fig. 414.

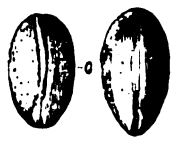

Fig. 415.

Fig. 416.

Fig. 417.

Fig. 414. Dent d'*Iguanodon Mantelli*, Myr., du wealdien. — Fig. 415. *Cypris Wealdensis*, Sow., du wealdien. — Fig. 416. *Ammonites* (*Hoplites*) *Deshayesi*, Leym., de l'aptien. — Fig. 417. *Amm.* (*Hoplites*) *radiatus*. Brug., du néocomien.

succédé à ceux du Purbeck. Au nombre des reptiles, à côté de tortues, de crocodiles et de représentants attardés des genres *Plesiosaurus*, *Ichthyosaurus*, *Pterodactylus*, on voit surtout dominer le genre *Iguanodon*. Ce dinosaurien, dont l'anatomie entière a pu être reconstituée, grâce à une trouvaille d'une impor-

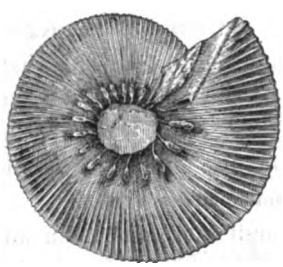

Fig. 418.

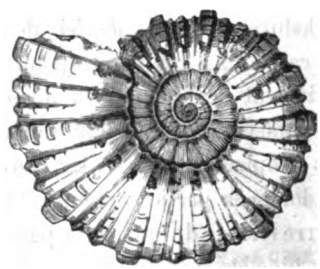

Fig. 419.

Fig. 420.

Fig. 418. *Amm.* (*Olcostephanus*) *Astierianus*, d'Orb., du néocomien. — Fig. 419. *Amm.* (*Acanthoceras*) *mamillaris*, Brug., de l'albien inférieur. — Fig. 420. *Amm.* (*Hoplites*) *interruptus*, Brug., de l'albien.

tance exceptionnelle, récemment faite en Belgique, atteignait 10 ou 12 mètres de longueur; muni d'une queue gigantesque, sur laquelle il pouvait s'appuyer, il se tenait vraisemblablement sur ses énormes pieds à trois doigts, tandis qu'avec ses membres antérieurs, bien moins développés, il embrassait le tronc des arbres, dont il mangeait les feuilles avec ses dents pourvues de replis (fig. 414).

Digitized by Google

Les crustacés offrent, dans les eaux douces, de nombreux individus de *Cypris* (fig. 415) et, dans les eaux marines, des crabes tels que *Palæocorystes*, *Meyeria*, etc.

Parmi les mollusques, les céphalopodes jouent encore un rôle très important.

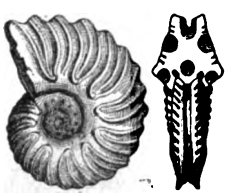

Fig. 421.

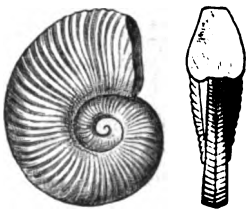

Fig. 422.

Fig. 424.

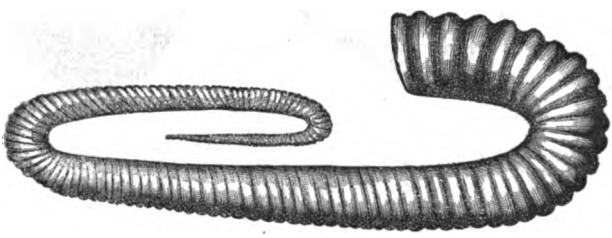

Fig. 423.

Fig. 421. *Ammonites* (*Hoplites*) *lautus*, Park., de l'albien. — Fig. 422. *Amm.* (*Hoplites?*) *noricus*, Schloth. de l'aptien. — Fig. 423. *Hamites attenuatus*, Sow., de l'albien. — Fig. 424. *Ancyloceras* (*Crioceras*) *Matheronianus*, d'Orb., de l'aptien.

Les ammonites (fig. 416 à 422) sont nombreuses, représentées surtout par les sous-genres *Hoplites* (fig. 417), *Olcostephanus* (fig. 418), *Acanthoceras* (fig. 419).

Fig. 425.

Fig. 426.

Fig. 427.

Fig. 428.

Fig. 425. *Crioceras Duvali*, Lév., du néocomien. — Fig. 426. *Turrilites catenatus*, d'Orb., de l'albien. — Fig. 427. *Belemnites* (*Duvalia*) *latus*, Blainv., du néocomien (le test est fendillé). — Fig. 428. *Belemnites* (*Duvalia*) *Emerici*, Rasp., du néocomien.

Avec elles apparaissent beaucoup de céphalopodes à tours disjoints ou enroulés en hélice, *Crioceras* (*Ancyloceras*) (fig. 424, 425), *Hamites* (fig. 423), *Turrilites*

Digitized by Google

(fig. 426). Les Bélemnites (fig. 427 à 430), très répandues, offrent beaucoup d'espèces aplaties, du sous-genre *Duvalia*.

Dans le groupe des acéphalés se montrent en abondance les *Inoceramus* (fig. 431, 432), *Trigonia* (fig. 433), *Ostrea* (fig. 435, 437, 438), *Perna* (fig. 436).

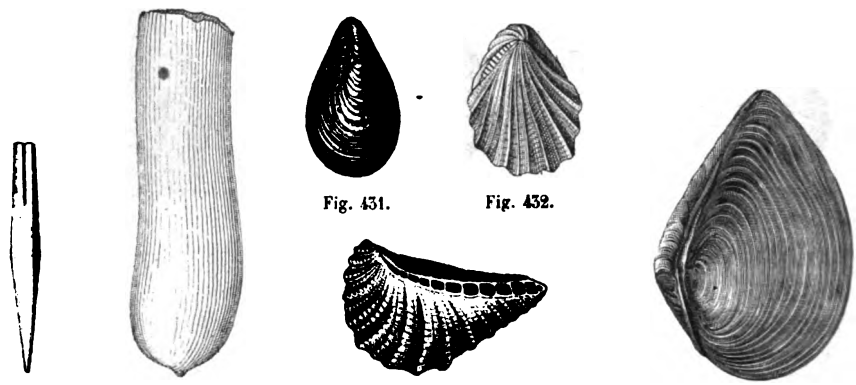

Fig. 429. Fig. 430. Fig. 431. Fig. 432. Fig. 433. Fig. 434.

Fig. 429. *Belemnites minimus*, Lister, de l'albien. — Fig. 430. *Bel.* (*Duvalia*) *dilatatus*, Blainv., du néocomien. — Fig. 431. *Inoceramus concentricus*, Park., de l'albien. — Fig. 432. *Inoc. sulcatus*, Park., de l'albien. — Fig. 433. *Trigonia caudata*, Ag., de l'albien. — Fig. 434. *Unio Wealdensis*, Mant., du wealdien.

Janira (fig. 439), pendant que les eaux douces abondent en *Unio* (fig. 434), avec les gastropodes *Melania*, *Paludina*. D'autres gastropodes, *Cerithium*, *Rostellaria*, *Aporrhais*, *Natica*, *Pterocera*, sont à noter dans les couches marines.

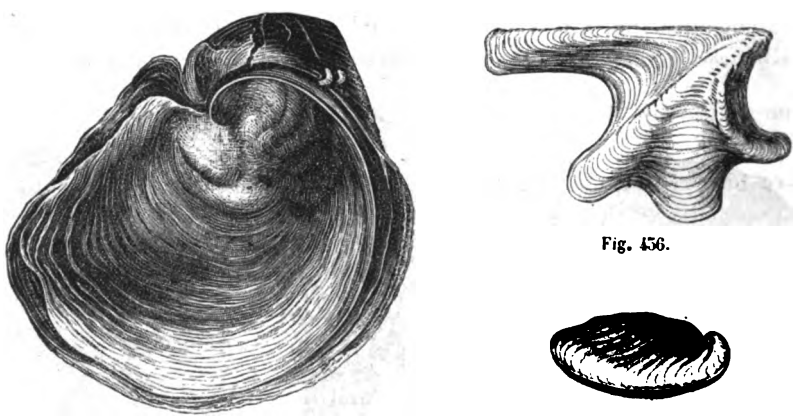

Fig. 435. Fig. 436. Fig. 437.

Fig. 435. *Ostrea aquila*, Brong. (*Exog. sinuata*, Sow.), de l'aptien. — Fig. 436. *Perna Mulleti*, Desh., du *lower green sand*. — Fig. 437. *Ostrea haliotidea*, Lamk., de l'aptien.

La famille des *Chamacés* présente, à la place des dicérates oolithiques et remplissant un rôle analogue, les *Requienia* (*Chama*, *Caprotina* auct.) (fig. 441), *Toucasia*, *Monopleura* (fig. 442).

Les oursins fourmillent dans certaines assises sous la forme des spatangues,

Digitized by Google

Toxaster (*Echinospatangus*) (fig. 440), avec les genres *Heteraster*, *Pyrina*, *Bo-*

Fig. 438.

Fig. 439.

Fig. 440.

Fig. 438. *Ostrea Couloni*, d'Orb. (*Exogyra subsinuata*, Leym.), du néocomien. — Fig. 439. *Janira* (*Neithea*) *atava*, d'Orb., du néocomien. — Fig. 440. *Toxaster complanatus*, Ag. (*Echinospatangus cordiformis*, Breyn.), du néocomien.

tryopygus, *Pygaulus*, etc. Quant aux polypiers, ils ont moins d'importance qu'à

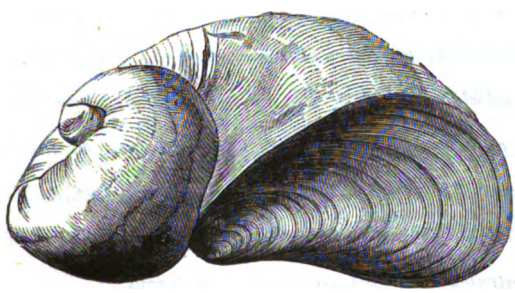

Fig. 441.

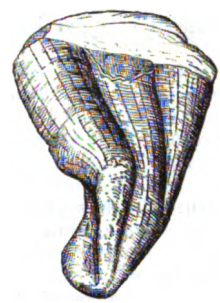

Fig. 442.

Fig. 441. *Requienia* (*Chama*, *Caprotina*) *ammonia*, Goldf. sp., de l'urgonien. — Fig. 442. *Monopleura trilobata*, d'Orb., de l'urgonien.

l'époque oolithique. Mais les foraminifères deviennent nombreux avec les couches à *Orbitolina*.

Flore infracrétacée. — Nous avons dit que la flore n'offrait pas de caractères

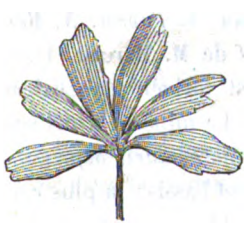

Fig. 443.

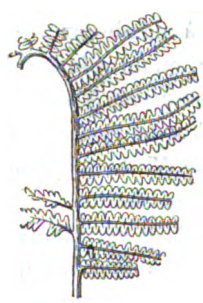

Fig. 444.

Fig. 445.

Fig. 443. *Salisburia pluripartita*, Hr., du wealdien. — Fig. 444. *Gleichenia Zippei*, Hr., de l'urgonien. — Fig. 445. *Sphenopteris Hartlebeni*, Dunk., du wealdien.

bien tranchés et demeurait analogue, dans l'ensemble, à celle de l'oolithe, étant composée surtout de fougères, de cycadées et de conifères. Parmi les premières

Digitized by Google

dominent les genres *Sphenopteris* (fig. 445), *Lonchopteris*, *Gleichenia* (fig. 444), tandis que les cycadées sont des *Anomozamites*, *Glossozamites*, *Podozamites*, *Pterophyllum*, etc. et que, parmi les conifères, se montrent les genres *Sequoia*, *Cyparissidium*, *Salisburia* (fig. 443), *Pinus*, *Cedrus*, *Abietites*.

§ 2

TYPE JURASSIEN DU SYSTÈME INFRACRÉTACÉ

Néocomien du Jura. Valenginien. — Le système infracrétacé est puissamment développé dans le massif du Jura, où les assises de la base forment un ensemble, distingué pour la première fois par M. de Montmollin et pour lequel Thurmann a proposé en 1835 le nom de *néocomien* (1).

La coupe complète du néocomien, dans la région du Jura, a été résumée comme il suit par le Fr. Ogérien (2).

8. Calcaires à *Rhynch. lata* (15 à 20m aux Rousses, 40 à 60m à Saint-Claude), avec *Ter. prælonga* et *Ter. tamarindus*.
7. Calcaire chloriteux à *Nautilus pseudoelegans* (20 à 60m), avec *Ostrea Couloni*, *Janira atava*, *Toxaster complanatus*.
6. Calcaires jaunes ou rouges à *Ostrea Boussingaulti* (15 à 45m), avec *O. Couloni*, *O. Leymeriei*, *Crassatella Robinaldina*.
5. Marnes bleuâtres d'Hauterive à *Ostrea Couloni* (10 à 20m), avec *Amm. radiatus*, *Perna Mulleti*, *O. macroptera*, *Janira atava*, *Diadema rotulare*.
4. Calcaire jaune à *Tereb. Marcousana* (6 à 30m), avec *Trigonia carinata*, *Dysaster ovulum*, *Pyrina pygæa*.
3. Calcaire limoniteux à *Pygurus rostratus* (10 à 30m), avec *Amm. Gevrilianus*.
2. Marnes et calcaires à Nérinées gigantesques (7 à 15m).
1. Calcaires et marnes à *Strombus Sautieri* (*Natica Leviathan*), *Pygurus rostratus* et *Toxaster Campichei* (20 à 40m).

Les trois premières assises constituent le sous-étage *valengien* ou *valenginien* (3), tandis que les cinq autres forment le sous-étage *hauterivien*.

L'assise n° 1, aux environs de Neuchâtel, est à l'état de marnes avec bancs calcaires ou dolomitiques, à nombreux bryozoaires. L'assise 2 est un calcaire compact blanc, rose, jaune, ou un calcaire ferrugineux en dalles brisées ; on y remarque *Pholadomya Scheuchzeri*, *Nerinea Marcousana*, *N. Favrei*, *N. Meriani*. Quant au calcaire n° 3, c'est la *limonite de Métabief* de M. Marcou (4), ou le *calcaire roux* néocomien de M. Lory. Cette assise est formée d'un calcaire à oolithes ferrugineuses et d'une oolithe à grains verts. Le minerai y est souvent exploitable. On y rencontre *Trigonia Sanctæ-Crucis* et *Acrocidaris depressa*.

Marnes d'Hauterive. — Les marnes d'Hauterive sont l'assise la plus caractéristique du néocomien supérieur. Ce sont des marnes bleues, parfois grises ou

(1) Du nom latin de Neuchâtel (Suisse).
(2) *Hist. naturelle du Jura.*
(3) Nom tiré par Desor du château de Valengin ou Vallengin, près de Neuchâtel. On écrit souvent aussi *Valanginien*.
(4) *Mémoire sur le Jura salinois*, *Mém. de la Soc. géol. de France*, 2e série, III.

Digitized by Google

jaunâtres, souvent sableuses et un peu schistoïdes, toujours riches en fossiles. A ceux que nous avons cités il convient d'ajouter *Amm. asper*, *A. Leopoldinus*, *A. Astierianus*, *A. bidichotomus*, *Belemn. pistilliformis*, *Bel. dilatatus*, *Serpula quinquecostata*, *Pleurotomaria neocomiensis*, *Toxaster complanatus*, etc. Ces marnes ont 12m à Neuchâtel.

Suivant M. Marcou, l'assise des marnes d'Hauterive peut offrir quatre facies :

1° Facies à grandes ostracées et à *Corbis*. C'est alors que les *Ostrea Couloni* et *Corbis cordiformis* se montrent associés aux ammonites et aux bélemnites, ainsi qu'à *Toxaster complanatus* et *Echinobrissus Holfersi*.

2° Facies à myacées et à spatangues. Les genres *Ceromya*, *Arca*, *Myopsis*, *Pholadomya*, s'y rencontrent dans leur position normale d'existence, avec *Serpula quinquecostata*, *Toxaster complanatus*, *Holaster Lhardyi*.

3° Facies de charriage, caractérisé par des marnes sableuses, avec espèces de petite taille.

4° Facies corallien, tout à fait exceptionnel, offrant l'association du genre *Scyphia* avec les oursins, *Cidaris hirsuta*, *Diadema Bourgueti*, *Dysaster ovulum*, *Pyrina pygæa*, et avec des acéphalés au test épais et plissé. Là aussi se rencontrent *Bel. pistilliformis*, *B. dilatatus*, *Amm. fascicularis*.

Les assises 6, 7 et 8 constituent le *calcaire à grains verts* de M. Marcou, débutant par les *roches de l'Écluse* et continuant par le *calcaire jaune de Neuchâtel*, de mieux en mieux développé à mesure qu'on s'avance à l'ouest. C'est ce calcaire qui fournit la pierre à bâtir de Neuchâtel et de Pontarlier.

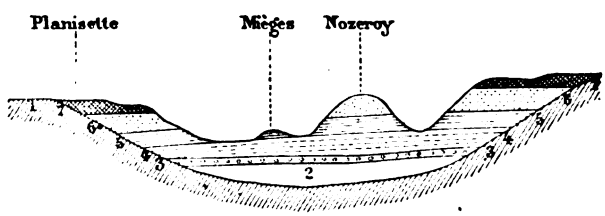

Fig. 446. — Coupe du bassin néocomien du val de Mièges (d'après M. J. Marcou).

1, système oolithique; 2, marnes néocomiennes inférieures; 3, limonite; 4, calcaire jaune; 5, marnes d'Hauterive; 6, calcaire à grains verts; 7, calcaire urgonien.

La figure 446 fait connaître la disposition du bassin néocomien du val de Mièges.

Néocomien d'Arzier et du Salève. — Le sous-étage valenginien existe à Arzier, dans le canton de Vaud, où M. de Loriol a relevé la succession suivante :

3. Calcaires jaunes, fissiles, très durs, correspondant à la limonite de Métabief (3 à 4m).
2. Marnes d'Arzier, très fossilifères (moins de 4m).
1. Calcaires blanchâtres, compacts (pierre de taille), avec moules de *Natica Leviathan*.

Les espèces qui appartiennent en propre à ce sous-étage sont *Natica Leviathan*, *Pholadomya valenginiensis*, *Acrocidaris minor*, *Cidaris pretiosa*. Mais avec

Digitized by Google

elles apparaissent des espèces hauteriviennes, *Cardium subhillanum*, *Opis neocomiensis*, *Janira atava*, *Ostrea Couloni*, *O. Boussingaulti*.

Le néocomien est très développé au Salève, en face de Genève, où il offre cette particularité de succéder immédiatement, sans discordance visible ni changement dans la roche, aux assises du calcaire à *Heterodiceras Luci*, tout en gardant la composition normale du type jurassien. La série des assises est la suivante (1).

Hauterivien.	10. Calcaire jaune à grains verts, puissant. 9. Calcaire marneux à rognons, avec *Nautilus pseudoelegans*, *Amm. radiatus*, *A. cryptoceras*, *A. Grasianus*, *A. Astierianus*. 8. Marnes argileuses panachées. 7. Marnes vertes à *Amm. Astierianus* et *Toxaster complanatus*. 6. Marnes argileuses panachées à *Pecten Goldfussi*, *Tox. complanatus*. 5. Calcaire jaune à *Ostrea rectangularis*.
Valenginien.	4. Calc. roux à *Cidaris pretiosa*, *Pentacrinus neocomiensis*. 3. Calc. blanc, compact, d'aspect corallien. 2. Calc. jaune, marneux, à *Nerinea Favrei*. 1. Calc. blanc à *Natica Leviathan*.

Urgonien ; Rhodanien. — L'étage urgonien, immédiatement superposé au calcaire jaune de Neuchâtel, est formé par un calcaire blanc, ou gris bleu clair, quelquefois très oolithique et puissant de 20 à 40^{m} ; c'est le *groupe de Noirvaux* de M. Marcou. Il est surtout caractérisé par *Requienia ammonia*, avec *Radiolites neocomiensis*. Les ammonites y font défaut ; à peine observe-t-on quelques traces de bélemnites.

A la Perte du Rhône, l'urgonien a plus de 30^{m} d'épaisseur visible. Encore n'en observe-t-on pas la base et, d'après ce qu'on voit au confluent du Rhône et de la Valserine, on peut lui attribuer encore au moins 18^{m} de calcaires blancs friables, alternant avec des calcaires gris compacts. Au pont de Lucel, on observe, de haut en bas, la série suivante (2) :

10. Grès marneux à fucoïdes (7^{m},95.)
9. Couche à *Orbitolina lenticularis* (0^{m},50).
8. Grès marneux à fucoïdes (1^{m},30).
7. Argiles sans fossiles (3^{m},30).
6. Marne jaune à *Aporrhaïs Robinaldina*, *Trigonia caudata*, *Janira Morrisi*, *Heteraster oblongus* (1^{m},20).
5. Marne bleue (0^{m},75).
4. Calc. roux à ptérocères (*Pterocera Pelagi*), avec *Heteraster oblongus*, *Requienia Lonsdalei*. (2^{m},10).
3. Calc. gris, compact, à *Requienia ammonia* (5^{m},75).
2. Calc. blanc à petites *Requienia* (3^{m},60).
1. Calc. gris compact à *R. ammonia* (3^{m}).

M. Renevier réunit les 3 premières assises sous le nom d'*urgonien*, tandis qu'il fait des sept qui suivent son étage *rhodanien*, caractérisé surtout par *Heteraster oblongus* et *Requienia Lonsdalei* et offrant un mélange de la faune urgonienne avec plusieurs espèces aptiennes.

Au Mont Salève, l'urgonien se compose d'un calcaire jaune, peu développé,

(1) A. Favre, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 754.
(2) Renevier, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 704.

Digitized by Google

à *Pterocera pelagi*, superposé à un calcaire très blanc esquilleux, à *Requienia ammonia*, qui recouvre presque entièrement le revers Sud-est de la montagne.

Aptien, Albien. — Les étages aptien et albien n'occupent, à la Perte-du-Rhône, que 13 mètres, si l'on se borne à considérer les couches fossilifères ; mais on y peut rattacher 30m de sables verdâtres sans fossiles, qui séparent ces couches

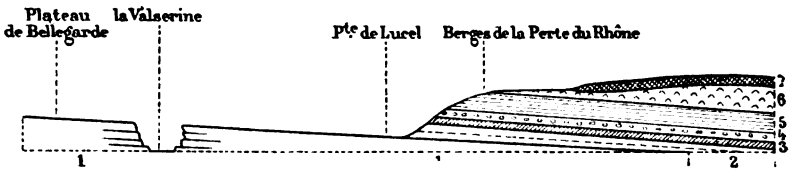

Fig. 447. — Coupe au 10,000e au travers de la Perte du Rhône (d'après M. Renevier.)
1, calcaire à *Requienia ammonia* ; 2, couches rhodaniennes ; 3, étage aptien ; 4, gault ; 5, sables supérieurs ; 6, argiles miocènes ; 7, terrain glaciaire.

des argiles tertiaires. Le détail des assises comprend, d'après M. Renevier (1), à qui l'on doit la coupe de la figure 447 :

Albien.
9. Sables sans fossiles (50m).
8. Grès rougeâtre peu fossilifère (2m,20).
7. Grès jaunâtre pétri de fossiles (0m,80),
6. Sable bleu verdâtre, avec fossiles à l'état de moules bruns ou verts (0m,60).
5. Sable verdâtre sans fossiles (2m).
4. Sable verdâtre à fossiles blancs, friables (1m).

Aptien.
3. Grès dur, verdâtre ou gris, à grosses coquilles bivalves au test spathique (0m,75)
2. Sable vert bleuâtre, sans fossiles (4m).
1. Grès verdâtre à moules de bivalves (1m,50).

L'assise 1 renferme *Panopæa plicata*, *Plicatula placunea*, *Ostrea aquila*, *Epiaster polygonus*. La couche 3 est caractérisée par *Amm. Cornuelianus*, *Trigonia caudata*, *Arca glabra*, *Plicatula placunea*. La couche 4 est une couche de passage, qui contient *Amm. Milletianus* et *A. mamillaris*. Cette dernière ammonite se trouve encore, avec *A. Lyelli*, dans la couche 6 ; mais elle ne monte pas plus haut. L'assise 7 est l'horizon le plus riche en fossiles de la Perte du Rhône et, en même temps, le principal gisement des nodules phosphatés, qui ne sont bien souvent que des moules de fossiles. La faune est celle du gault supérieur du bassin de Paris ; elle renferme *Amm. inflatus*, *A. varicosus*, *A. Beudanti*.

Les sables sans fossiles n° 9 occupent la place d'une assise développée à la Vraconne, près de Ste-Croix, où sa faune établit un passage graduel du système infracrétacé au système crétacé. Cette faune est caractérisée principalement par *Amm. inflatus*, *A. varicosus*, *A. auritus*, *Turrilites Bergeri*, associés à *Amm. varians* et *A. Mantelli*, espèces cénomaniennes. On la retrouve à Cheville, dans le Valais, au milieu d'un calcaire noirâtre, au dessous duquel apparaît, séparé de lui par un grès verdâtre sans fossiles, l'albien inférieur à *Amm. mamillaris*. M. Renevier a proposé, pour cette assise, le nom d'étage *vraconnien*.

Dans le Jura proprement dit, l'étage aptien a environ 12m de puissance et se compose de calcaires marneux à *Ostrea aquila* et *Plicatula placunea*. Au dessus

(1) *Loc. cit.*

Digitized by Google

vient l'albien, représenté par 1 à 3m de sables siliceux, que surmontent 2 à 4m de calcaires marneux verdâtres et d'argiles sableuses avec *Amm. mamillaris, Inoceramus concentricus, Nucula pectinata. Turrilites catenatus* (1).

§ 3

LE SYSTÈME INFRACRÉTACÉ ENTRE LA BOURGOGNE ET LA FLANDRE

Néocomien. — On peut donner comme type de la composition du système infracrétacé, dans la partie orientale du bassin de Paris, la coupe de la Haute-Marne (fig. 448), depuis longtemps précisée par M. Cornuel (2) et applicable

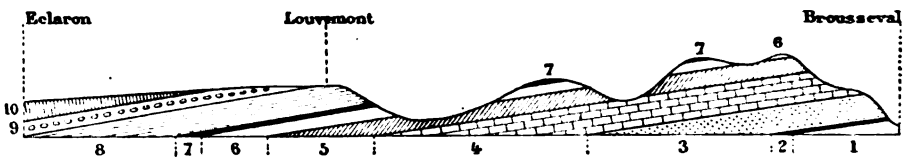

Fig. 448. — Coupe du système infracrétacé dans la Haute-Marne (d'après M. Cornuel.)

1, oolithe vacuolaire; 2, marne noire; 3, minerai géodique et sables; 4, marnes et calcaires à spatangues; 5, argile ostréenne; 6, grès versicolores et argile rose marbrée; 7, minerai oolithique et grès. — 8, argiles à plicatules; 9, sable vert; 10, argile du gault.

sans grands changements aux deux départements voisins de l'Aube et de l'Yonne. L'ensemble des sédiments infracrétacés a une centaine de mètres d'épaisseur et les quatre étages du système s'y distinguent sans difficulté, offrant d'ailleurs un mélange de couches marines et d'assises d'eau douce qui présente un grand intérêt, en préparant le passage du type marin jurassien au type terrestre wealdien.

7. Marne argileuse jaune (8m,50).
6. Calcaire à spatangues (9m).
5. Marne calcaire bleue (3 à 4m).
4. Sable blanc (3 à 4m).
3. Sables ferrugineux (12m).
2. Fer géodique (3 à 4m).
1. Marne argileuse noirâtre (1m à 1m,€0).

La première assise renferme des ossements de tortues terrestres. Succédant d'une façon irrégulière aux assises marines du portlandien, elle accuse une émersion de la région pendant le dépôt des couches purbeckiennes et peut-être aussi des couches valenginiennes.

Le *fer géodique* est un minerai hydroxydé, en concrétions généralement creuses et cloisonnées, résultant de la concentration des infiltrations ferrugineuses en certains points, à la base des sables ferrugineux. Ces sables, souvent à l'état de grès, sont très épais à Brousseval et supportent un sable blanc très fin, micacé; tout cet ensemble est sans fossiles.

La marne calcaire bleue, qui vient ensuite, n'est que la base, abondante en variétés de l'*Ostrea Couloni*, du système des *calcaires à spatangues*, calcaires

(1) Ogérien, *Hist. nat. du Jura.*
(2) *Mém. de la Soc. géol. de France*, IV (1849).

Digitized by Google

jaunes, subcompacts, parfois sableux ou marneux, riches en *Toxaster complanatus* (*Spatangus retusus*) avec *Ostrea Couloni*, *Pterocera pelagi*, *Tereb. prælonga*, *Amm. radiatus*, *Nautilus pseudoelegans*, et des dents de *Pycnodus*, *Gyrodus*, etc.

L'étage néocomien se poursuit, avec les caractères que nous venons d'indiquer, dans les départements de l'Aube et de l'Yonne, sans autres changements notables que des variations dans l'épaisseur des assises et l'absence de minerai exploitable dans les sables inférieurs.

Le calcaire à spatangues, pourvu d'oolithes ferrugineuses, s'observe encore très bien à la montée de Sancerre (1), sur la rive droite de la Loire, où il a 5^{m} d'épaisseur. Dans les environs d'Auxerre il est ferrugineux et très riche en polypiers.

Urgonien. — L'étage urgonien est représenté, dans la Haute-Marne, par la série suivante :

6. Couche rouge de Wassy (0^{m},50 au plus).
5. Minerai de fer oolithique (0^{m},60 à 1^{m},40).
4. Grès et sables ferrugineux (1^{m}).
3. Argile rose marbrée (1^{m},60 à 3^{m},50).
2. Grès et sables piquetés, *versicolores* (3 à 4^{m}).
1. Argile ostréenne (14 à 15^{m}).

L'argile ostréenne, que quelques auteurs rapportent encore au néocomien, est grise ou bleuâtre et renferme des lits de calcaires marneux coquilliers en dalles et de lumachelles, dont quelques-unes sont très compactes, comme celle qui, dans l'Aube, est exploitée sous le nom de *marbre de Chaource*. Les fossiles de l'assise sont *Venus Vendoperana*, *Cardium Voltzi*, *Ostrea Leymeriei*, *Toxaster Ricordeanus* et de nombreuses serpules (*S. Richardi*, *S. lituola*), avec une variété de grande huître intermédiaire entre *O. aquila* et *O. Couloni*. Dans l'Aube, l'argile ostréenne a 40^{m}. On peut la suivre à travers la Nièvre jusque sur les bords de la Loire.

Les assises 2 et 3 s'observent depuis la Meuse jusque dans la Nièvre. Elles sont d'eau douce et remarquables par l'éclat et la diversité de leurs couleurs, qui signalent de loin à l'attention l'argile *panachée* de blanc et de rouge ou de rose vif. Le minerai hydroxydé, en oolithes réunies par un ciment argilo-siliceux, forme une nappe très régulière aux alentours de Wassy et de Bailly-aux-Forges. Les coquilles qu'on y rencontre sont d'eau douce et appartiennent aux genres *Unio* (*U. Cornueli*, *U. elongata*, etc.), *Paludina*, *Paludestrina*, *Cyclas*. On y observe aussi des végétaux, Sequoias, fougères, pins, etc. (2).

La *couche rouge* de Wassy est une argile durcie, d'origine marine, dont les fossiles, *Natica Cornueli*, *Cerithium Cornueli*, *Corbis corrugata*, *Lavignon minuta*, *Gervillia linguloides*, *Heteraster oblongus*, etc., indiquent la partie supérieure de l'urgonien, c'est-à-dire le sous-étage rhodanien. Souvent réduite à un simple feuillet, elle forme, dans l'Aube, le *cordon de nodules de sanguine fossilifère* de Leymerie et, dans l'Yonne, les *moellons pétris de cérithes* de M. de Longuemar (3).

Aptien. — L'aptien est caractérisé, dans la région qui nous occupe, par

(1) Ébray, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XVI, p. 213.
(2) Cornuel et Tombeck, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, I, p. 326; II, pp. 371, 398.
(3) Cornuel, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XVII, p. 750.

Digitized by Google

l'abondance des plicatules, ce qui lui a fait donner le nom d'*argile à plicatules*. Cette argile, d'un gris bleuâtre ou d'un vert jaunâtre, possède, aux environs de Saint-Dizier, une épaisseur de 13m et se divise en trois assises :

3. Argile à plicatules supérieure, à *Amm. Nisus*, *A. Deshayesi*, *Plicatula placunea*, *P. radiola*.
2. Argile à plicatules moyenne, à concrétions marneuses, avec *A. Cornuelianus*, *Ancyloceras Matheroni*.
1. Argile à plicatules inférieure, sans ammonites, avec *Ter. sella*, *Ostrea aquila*, *Plicatula placunea*.

Au-dessus de ces argiles viennent quelques mètres de sables et grès jaunâtres, à *Ostrea aquila*, *O. arduennensis*, formant la zone supérieure de l'aptien (1).

Dans la région ardennaise, l'aptien inférieur est un grès ferrugineux, à ciment calcaire, fournissant le minerai du Bois-des-Loges, près de Grandpré (Ardennes) et celui de Blangy, dans l'Aisne, avec *Ostrea haliotidea*.

Quant à l'aptien supérieur, il consiste en sables verts argilo-ferrugineux à *Amm. Milletianus* et *Ostrea arduennensis*, épais de 15 à 20m et devenant, aux environs d'Aubenton, les *cendres pyriteuses* noires de Liart et de la Folie-Not, avec couches dures subordonnées de grès.

Albien. Sables verts et Gault. — L'albien, dans l'est du bassin de Paris, se divise généralement en deux assises : l'une sableuse, à la base, dite *Sables verts*, l'autre argileuse et appelée *gault* à cause de son identité avec l'assise anglaise de ce nom, ou *argile téguline* en raison de son application constante à la fabrication des tuiles.

Les *sables verts*, mouchetés de grains de glauconie, forment une couche de 9 à 10m, dont la partie supérieure, en raison de sa couleur foncée, est bien visible à la Côte Noire de Moëlains, près de Saint-Dizier. Ces sables ont été rencontrés, vers 600m de profondeur, par les puits artésiens de Paris. Ils constituent, grâce à la continuité de leur affleurement, depuis les Ardennes jusque dans la Nièvre, un précieux réservoir d'infiltration pour les eaux souterraines qui, retenues par l'argile du gault, vont s'accumuler en pression sous le fond de la grande cuvette parisienne. Les sables verts ne renferment guère d'autres fossiles que des morceaux de bois pétrifié. La pyrite y abonde souvent.

La coupe du *gault* est assez complète aux environs de Montiérender, où l'on peut distinguer (2)

5. Craie glauconieuse à *Amm. inflatus* (2 à 3m).
4. Conglomérat ferrugineux mince.
3. Argile grise téguline à *Amm. splendens*, *A. auritus*, *Turrilites catenatus* (10m).
2. Sable argileux (1m).
1. Argile grise téguline à *Amm. mamillaris*, *A. Deluci*, *A. Lyelli* (15 à 20m).

A Brienne, l'assise de la base contient, avec ses fossiles ordinaires, des formes aptiennes, *Plicatula placunea*, *Rhynchonella lata*, etc. Parfois, comme aux Drillons, près de Saint-Florentin (Yonne), le véritable gault à *Amm. interruptus*, *A. lautus*, est entremêlé de couches de sable et de grès dur glauconieux, ayant

(1) Ch. Barrois, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 21.
(2) Tombeck, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 714.

Digitized by Google

jusqu'à 40m de puissance, tandis que l'argile n'en a que 25 en y comprenant une zone à *Epiaster Ricordeanus*. Dans cette même localité, les marnes argileuses à *Amm. inflatus* ont 10m.

Sables de la Puisaye. — A l'ouest d'Auxerre, l'étage albien affecte un faciès particulier. Les sables verts grossiers de la base varient peu et se suivent jusqu'à la Loire; mais ils sont surmontés par 30m d'argiles peu fossilifères, que couronne la puissante assise des *sables ferrugineux de la Puisaye*. Ces sables, qu'on peut regarder, soit comme l'exagération des assises sableuses subordonnées au gault de Saint-Florentin, soit comme la base de la zone à *A. inflatus*, ont 50m à Seignelay, 100 à 150 aux environs de Saint-Fargeau et 40 à Neuvy (Nièvre). A Chassy, les sables sont couronnés par un grès tendre, léger, avec *Amm. inflatus* et *Arca carinata*. A Pourrain, c'est une couche d'ocre de 0m,50, surmontée de 8m d'argile, qui termine la série des sables et l'on y recueille aussi *Amm. inflatus*, *Astarte Dupiniana*, etc. (1).

Sur la rive droite de la Loire, à Myennes, les argiles inférieures aux sables de la Puisaye sont micacées et contiennent des nodules ferrugineux avec fossiles du gault. Leur épaisseur est de 30m. Les mêmes argiles se retrouvent sur la rive gauche, à Sancerre, où M. Ebray (2) a montré qu'il existe encore, par-dessus, 40m de sables ferrugineux, couronnés par 11m de graviers et sables argileux, glauconieux, à *Amm. inflatus*. Ce sont ces graviers qui, à Wailly, ont donné lieu à une exploitation de phosphates. Les argiles du gault se prolongent, sous forme de glaises panachées, jusqu'aux environs de Vierzon, où elles sont superposées à des grès ferrugineux. Mais ces deux assises ne s'avancent pas plus loin à l'ouest. Quant aux graviers phosphatés, ils dépassent à peine Wailly.

Sables verts à nodules, Gaize de l'Argonne. — L'albien de la Meuse et des Ardennes comporte une division en trois assises. L'assise inférieure est un sable vert argileux, à *Amm. mamillaris*, avec nodules de phosphate de chaux dits *coquins*, activement exploités dans toute l'Argonne, où ils se présentent en couches, irrégulières et ondulées, de 0m,18 en moyenne. Ces nodules paraissent résulter d'une concentration de phosphate de chaux autour de corps organiques en décomposition, spongiaires, bois fossiles, tests calcaires de coquilles. Quant à l'origine première du phosphate, il est difficile de l'indiquer avec certitude.

L'assise moyenne, ou zone à *Amm. lautus* et *Amm. tuberculatus*, est une argile téguline, puissante de 25 à 30m dans la Meuse, mais diminuant d'épaisseur à mesure qu'on marche vers le nord. Ainsi elle n'a plus que 15m dans l'est des Ardennes et 2 ou 3m seulement près de Saulces. De plus cette assise tend à se confondre avec la zone à *Amm. mamillaris*. Cette ammonite et *Amm. tuberculatus* se présentent ensemble, soit dans les exploitations de phosphates du Rethelois, soit dans une roche siliceuse et poreuse du même district qui mérite le nom de *gaize*.

(1) Ch. Barrois, *Ann. de la Soc. géol. du Nord*, II, p. 10.
(2) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XVI, p. 215.

Digitized by Google

C'est la *gaize de Draize* de M. Barrois (1). Dans l'Argonne, à la partie supérieure du gault argileux, on observe un cordon de nodules bruns phosphatés, très différents de ceux des sables verts et plus riches que ces derniers. Ces nodules, exploités à Talmats, appartiennent à une zone à *Epiaster Ricordeanus* (2) et *Amm. splendens*, que surmonte immédiatement l'assise supérieure de l'albien ou zone à *Amm. inflatus*.

Cette dernière zone est très développée dans l'Argonne, où elle constitue, sous le nom de *gaize* ou *pierre morte*, un massif lenticulaire atteignant 100^{m} d'épaisseur. La gaize est un grès calcarifère argilo-siliceux, formant une roche poreuse, légère, avec 50 pour 100 de silice gélatineuse et que caractérisent *Amm. inflatus* (*A. rostratus*), *A. falcatus*, *A. auritus*, *A. Renauxianus*, *Turrilites Puzosianus*, *T. Bergeri*, *Hamites attenuatus*, *H. virgulatus*, *Epiaster distinctus*, *etc.* C'est à Montblainville, dans la Meuse, qu'elle offre son plus grand développement. Elle n'a plus que 80^{m} à Grandpré et se termine en biseau près d'Attigny. On en retrouve quelques rudiments dans le Rethelois; mais elle affleure de nouveau dans la Thiérache aux environs de Marlemont, sous la forme d'un sable vert argileux avec nodules de grès gris lustré, glauconieux et très fossilifère (3).

§ 4

LE SYSTÈME INFRACRÉTACÉ EN ANGLETERRE

Type wealdien. — Dans la région des Alpes, les dépôts infracrétacés, succédant sans interruption aux assises oolithiques, offrent, comme ces dernières, un caractère exclusivement marin. En même temps, dans le Jura, les premières couches néocomiennes accusent, par leur superposition directe aux calcaires de Purbeck, un retour de la mer sur un district où des émersions partielles tendaient à se produire.

Un ordre de choses tout différent a prévalu dans le nord-ouest de l'Europe. L'émersion annoncée par les couches saumâtres et d'eau douce du Purbeck anglais et par celles des marnes de Münder et du *Serpulit* a triomphé définitivement dès le début de la période infracrétacée et c'est presque uniquement par des formations d'eau douce que les premiers dépôts de cet âge se manifestent dans le sud de l'Angleterre, comme en Belgique et sur la frontière du Hanovre et de la Hollande. Ce facies nouveau se prépare d'ailleurs, ainsi que nous l'avons vu, depuis la Haute-Marne, par l'intercalation d'un certain nombre de couches d'eau douce au milieu des sédiments marins. Mais au lieu de chercher à suivre de proche en proche les progrès de cette transformation, transportons-nous de suite au point où le mode terrestre est le plus complètement réalisé.

En Angleterre, dans l'île de Purbeck comme dans celle de Wight, le système

(1) *Ann. de la Soc. géol. du Nord*, V, p. 284.
(2) Ch. Barrois, *loc. cit.*
(3) Id., *loc. cit.*

Digitized by Google

oolithique est couronné par une série de sables et d'argiles où l'on rencontre surtout des fragments de bois fossile avec des coquilles de *Cyrena* et de *Cypris*. C'est dans la région dite le *Weald*, sur les territoires de Kent et de Sussex, que cet ensemble atteint son plus grand développement. Aussi, avant d'avoir reconnu à quelles couches il correspondait parmi les dépôts du continent, en avait-on fait un groupe à part sous le nom de *formation Wealdienne*.

Sables d'Hastings. Argile wealdienne. — Le wealdien anglais se compose de deux sous-étages : celui de la base est surtout arénacé et porte le nom de *sable* ou *grès de Hastings*; celui du sommet est argileux et forme l'argile wealdienne ou *Weald clay*.

Le sable de Hastings, puissant de plus de 200^{m}, comprend (1) :

4. *Sable de Tunbridge Wells;* grès et limons (45^{m}).
3. *Argile de Wadhurst;* schistes bruns et bleus, argiles avec un peu de grès calcarifère (30^{m}).
2. *Sable d'Ashdown;* sable dur avec lits de grès calcarifère (48^{m}).
1. *Couches d'Ashburnham;* argiles bariolées de rouge et de blanc (100^{m}).

Les fossiles de ce sous-étage sont des sauriens, *Hylæosaurus*, *Megalosaurus*, *Plesiosaurus*, ainsi que des crocodiliens et des poissons, placoïdes et ganoïdes. Les coquilles appartiennent aux genres *Melanopsis*, *Melania*, *Paludina*, *Cyrena*, *Cyclas*, *Unio* (*U. Wealdensis*). Enfin on y trouve des fougères, *Alethopteris*, *Otopteris*, *Sphenopteris*, des cycadées et des conifères. Ajoutons qu'on a décrit, sous le nom d'*Ornithoidichnites*, des traces de pas avec l'empreinte de trois doigts, laissées dans les couches de Hastings par un animal bipède, probablement dinosaurien, et analogues à celles des oiseaux.

L'argile wealdienne, dont l'épaisseur atteint 180^{m}, est formée d'une argile bleue ou brune, avec schistes, pouvant contenir parfois de minces couches de sable, ainsi qu'un calcaire coquillier à paludines, autrefois exploité sous le nom de *marbre de Sussex*. Les argiles renferment des *Cypris*; on y a également trouvé les restes d'un grand dinosaurien herbivore, *Iguanodon Mantelli*.

Dans l'île de Purbeck, M. Judd attribue 600^{m} de puissance aux argiles et sables bariolés du wealdien.

Lower green sand. — Les couches wealdiennes, exclusivement d'eau douce, supportent un ensemble de sédiments arénacés et argileux, auxquels la prédominance de la couleur verte a fait donner le nom de *grès vert inférieur* (*lower green sand*), l'épithète d'inférieur ayant pour but de distinguer cet étage d'un autre grès vert appartenant à la base du système de la craie.

Le grès vert inférieur est d'origine marine; mais c'est une formation littorale, déposée dans des eaux agitées, comme en témoigne l'abondance des cailloux roulés, et dont le facies varie beaucoup suivant les localités où on l'observe. A mesure que sa faune a été mieux connue, on s'est aperçu qu'il convenait d'y introduire des subdivisions. L'assise argileuse qui lui sert de base à Atherfield, dans l'île de Wight, en a tout d'abord été détachée sous le nom d'*argile d'A-*

(1) Lyell, *Elements*.

Digitized by Google

therfield. Cette argile, qui renferme des coquilles de *Pinna* et de *Panopœa* dans leur position normale d'existence, contient aussi *Perna Mulleti*, *Ostrea Leymeriei*, *Exog. Boussingaulti*, *Trigonia caudata*, *Cardium subhillanum*, *Arca Raulini*, *Gervillia aviculoides*, *Thetis lævigata*, *Panopœa nescomiensis*, *Rostellaria Parkinsoni*, c'est-à-dire une faune urgonienne.

Le *grès vert inférieur* proprement dit, qui repose sur l'argile d'Atherfield, offre, dans l'île de Wight, sur environ 200^{m} d'épaisseur, la succession suivante (1) :

5. Sables avec bancs de grès et argiles à *Ter. sella*, *Gervillia solenoides*, *Ancyloceras gigas*, *Crioceras Bowerbanki*.
4. Argile à *Meyeria*.
3. Bancs à nodules avec *Gervillia aviculoides*.
2. *Argile à homards* (*Lobster-clay*), avec *Meyeria magna* et *Amm. Deshayesi* (9^{m}).
1. Grès à *Ostrea aquila*.

Les sables du grès vert inférieur sont quelquefois tout à fait meubles, quelquefois accompagnés de bancs durs, où l'oxyde de fer est assez abondant pour constituer un minerai exploitable. A la base de la formation s'observe, dans le Kent, un grès calcarifère impur, propre aux constructions et connu sous le nom de *Kentish rag*. On y trouve des débris d'*Iguanodon*. Le bois fossile est fréquent dans cet étage et sa structure rappelle celle des conifères. Les restes de poissons y sont rares et ceux de reptiles encore plus.

La faune du grès vert inférieur le rattache nettement à l'étage aptien. Cependant le *Diceras Lonsdalei*, trouvé dans les bancs ferrugineux du Yorkshire, serait plutôt une espèce de l'urgonien supérieur.

Dans le Kent, le grès vert inférieur offre, au-dessus des couches d'Atherfield à *Perna Mulleti*, la succession de trois assises : les couches de *Hythe*, recouvertes par celles de *Sandgate* (argile sableuse noirâtre à *Ostrea aquila*), que couronnent les couches de *Folkestone*. Mais ces dernières, qui renferment *Amm. mamillaris* ainsi que des nodules phosphatés et pyriteux, établissent une véritable transition entre l'étage aptien et l'étage albien. Comme, d'autre part, il serait impossible de tracer une ligne de démarcation au milieu des *Folkestone beds*, il est permis d'en conclure que l'histoire géologique du Kent ne comporte pas, entre l'aptien et l'albien, la même coupure que celle qui prévaut dans les régions plus méridionales.

Couches de Punfield. — M. Judd (2) a signalé à Punfield, dans l'île de Purbeck, 50 à 60^{m} de schistes, d'argiles et de sables, paraissant succéder immédiatement aux argiles wealdiennes et contenant plusieurs intercalations de couches marines. Ces dernières sont des plaquettes calcaires à *Cyrena* et *Ostrea*, ou des calcaires plus ou moins ferrugineux, avec *Amm. Deshayesi*, *Ostrea Boussingaulti*, *O. aquila*, *Cardium subhillanum*, *Corbula striatula*, *Anomia lævigata*, *Plicatula asperrima*, *Perna Raulini*. C'est surtout à la base et au milieu de la série de

(1) Ramsay, *Physical Geology*, 1878, p. 214.
(2) *Quart. Journal geol. Soc. of London*, XXVII, p. 209.

Digitized by Google

Punfield que se rencontrent ces fossiles, les couches du sommet étant des schistes d'eau douce à *Cypridea tuberculata*.

Par-dessus on observe une quinzaine de mètres de grès verts.

Les couches de Punfield ont été assimilées par M. Judd à la couche rouge de Wassy, c'est-à-dire à l'urgonien supérieur. D'autre part, d'après M. Meyer (1) l'horizon de Punfield est supérieur à celui de l'argile d'Atherfield, dont les fossiles, à Punfield même, se trouvent entre le *Lobster clay* et les schistes à *Cypris* du wealdien supérieur. C'est donc avec la base de l'urgonien que l'argile d'Atherfield doit être mise en parallèle (2).

Coupe de Speeton. Farringdon. — A l'extrémité de l'Angleterre opposée à l'île de Wight, sur la côte du Yorkshire, la falaise de Speeton offre une coupe intéressante du système infracrétacé. En ce point, le caractère marin domine dans toute la hauteur et l'on n'a plus de peine à retrouver les divers horizons fossilifères du continent. Voici cette coupe, d'après M. Judd (3) :

5. Argiles bleues (40m) sur Calcaire à ciment (10m), à *Nautilus plicatus*, *Bel. semicanaliculatus*, *Amm. Nisus*, *A. Deshayesi*, *O. aquila*, *Plicatula placunea*.
4. Argiles bleues (40m) sur argiles à septaria (10m), avec *Crioceras Duvali*, *C. Emerici*, *Ostrea macroptera*, *O. aquila*.
3. Argiles bleues (33m) à *Crioceras* et *Amm. Speetonensis*.
2. Argiles bleues (17m) à *Ancyloceras Puzosi* et *Amm. noricus*.
1. Argiles bleues pyriteuses (17m) à *Amm. Astierianus*, *Ostrea Couloni*, *Toxaster complanatus*.

La première assise correspond exactement aux marnes d'Hauterive; les assises 2, 3 et 4 représenteraient l'urgonien (y compris le sous-étage rhodanien) et la cinquième serait l'aptien proprement dit. Ces diverses divisions, à Speeton, sont d'ailleurs étroitement liées les unes aux autres, comme il est naturel de s'y attendre dans une série de couches toutes argileuses et où aucun changement de régime n'est venu introduire de variations tranchées dans les faunes.

Signalons enfin, comme type de l'aptien dans le bassin de Londres, les graviers ferrugineux de Farringdon avec *Plicatula asperrima*, *Ostrea macroptera*, *O. lateralis*, *Rhynchonella depressa*, *Ter. prælonga*, *Cidaris farringdonensis*, *Cidaris vesiculosa*. Cette faune, malgré sa position au-dessous du gault, est remarquable par ses affinités avec la faune du crétacé proprement dit (4).

Gault anglais. Couches de Blackdown. — L'étage albien est représenté en Angleterre par le *gault*, nom donné par W. Smith à des argiles noirâtres du comté de Cambridge et ultérieurement étendu à l'argile de Folkestone. Mais pour conserver à l'albien la signification qui lui a été donnée jusqu'ici, il faut, comme nous venons de le dire, y rattacher la partie supérieure des *Folkestone beds* ou zone à *Amm. mamillaris*.

Le véritable gault argileux de Folkestone forme une assise, remarquablement fossilifère, d'une trentaine de mètres d'épaisseur, où l'on peut distinguer :

(1) *Quart. Journ. geol. Soc. of London*, 1872, p. 243; 1873, p. 70.
(2) Ch. Barrois, *Ann. de la Soc. géol. du Nord*, V, p. 262.
(3) *Quart. Journ. geol. Soc. of London*, XXIV, p. 218, XXVI, p. 326.
(4) Ch. Barrois, *Thèse pour le doctorat* (1876) p. 145.

Digitized by Google

Zone supérieure à *A. rostratus* (*A. inflatus*), *Inoceramus subsulcatus*.
Zone moyenne à *Amm Beudanti*.
Zone inférieure à *Amm. auritus*, *A. denarius*, *A. lautus*, *A. interruptus*, *A. Bennettiæ*, etc.

Le gault, généralement constitué par une argile bleue très tenace, a jusqu'à 100m d'épaisseur dans certaines parties de l'Angleterre. Les principaux fossiles, outre ceux déjà cités, sont : *Bel. minimus*, *Nautilus inæqualis*, *Hamites rotundus*, *Rostellaria carinata*, *Natica gaultina*, *Nucula pectinata*, *Inoceramus concentricus*, *I. sulcatus*, *Plicatula pectinoides*, *Lima parallela*, *Ter. biplicata*, *Rhynch. sulcata*, des crustacés, *Palæocorystes Stokesi*, quelques oursins, *Hemiaster Baileyi*, *Cidaris gaultina* et des polypiers, *Cyclocyathus Fittoni*, *Trochosmilia sulcata*, etc.

Dans le comté de Cambridge, le gault argileux doit être complété par l'adjonction d'une partie du *grès vert supérieur* (*upper green sand*), formée d'un sable micacé et glauconieux, argileux à la base, avec *Amm. inflatus*.

C'est aussi à ce niveau que paraît correspondre la *craie rouge* de Hunstanton, qui contient la même ammonite caractéristique. Enfin il y faut rapporter les couches dites de *Blackdown* (1), contenant une riche faune dont les espèces principales sont *Hamites alternatus*, *Rostellaria Parkinsoni*, *Thetis major*, *Venus faba*, *Arca carinata*, *Trigonia spinosa*, *T. alæformis*, *Pecten laminosus*, *Ostrea canaliculata*, *O. conica*, etc.

§ 5

LE SYSTÈME INFRACRÉTACÉ DANS LE NORD DE LA RÉGION FRANÇAISE

Il existe en France deux régions où les dépôts infracrétacés se relient intimement à ceux du sud de l'Angleterre. Ces régions sont, d'une part, le Bas-Boulonnais, qui n'est que le prolongement français et la terminaison sud-est du district du Weald et, d'autre part, la Normandie, où le soulèvement du Bray fait connaître la liaison des dépôts anglais avec ceux du bassin de Paris.

Mais il convient aussi de rattacher au même groupe la Flandre et le Hainaut, où le revers septentrional de l'axe de l'Artois est garni de sables et d'argiles offrant tous les caractères du wealdien anglais.

Bas-Boulonnais. — Dans le Boulonnais, la base du système infracrétacé est formée par des *sables ferrugineux*, puissants de 30m, avec lits de grès, de graviers et d'argiles, les unes grises et violettes, les autres bariolées de rouge et de gris. On y observe des coquilles des genres *Unio*, *Cyrena*, *Cyclas*. L'ensemble représente le wealdien de l'Angleterre, mais sans qu'on puisse dire exactement à quelle partie il correspond.

Sur les sables ferrugineux repose une argile d'un vert foncé, avec grandes

(1) Ch. Barrois, *Recherches sur le terrain crétacé supérieur de l'Angleterre*. — *Ann. de la Soc. géol. du Nord*, III, 1.

Digitized by Google

huîtres (*O. aquila*), qui paraît représenter la partie supérieure de l'aptien, et que couronne, à Wissant, une assise de grès vert calcarifère, avec sable, épaisse de 4m. Au-dessus apparaissent, formant une couche de 0m60, les nodules phosphatés et pyriteux de la base de l'albien, avec *Amm. mamillaris*. Quant à l'argile bleue du gault, si puissante à Folkestone, elle n'a plus que 5 ou 6m à Wissant, où elle renferme d'ailleurs les fossiles habituels de la zone à *Amm. interruptus*. Enfin cette argile est couronnée par 7m d'une marne argileuse grise à *Amm. inflatus*, *Inoceramus sulcatus*, *Nucula bivirgata*, équivalent de la gaize.

Pays de Bray. — Tandis que, dans la Haute-Marne, plusieurs couches marines, très nettement fossilifères, alternent avec les sédiments d'eau douce du néocomien et de l'urgonien, la série correspondante, en Normandie, n'offre, pour ainsi dire, que des retours insignifiants de l'élément marin. Les sables et les argiles de diverses couleurs y prédominent, préparant le facies du *wealdien* de l'Angleterre.

C'est dans le Pays de Bray (fig. 449) que la succession des assises doit être

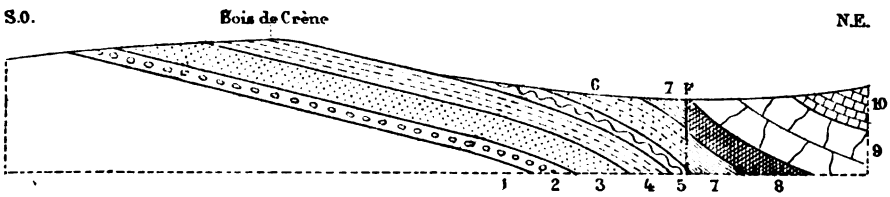

Fig. 449. — Coupe au 10,000e prise transversalement à la lisière septentrionale du Bray, près de Glatigny.

1, portlandien inférieur et kimmeridgien; 2, portlandien supérieur; 3, sables blancs et argiles réfractaires; 4, grès ferrugineux et argiles à poteries; 5, glaise panachée; 6, sables verts; 7, gault et gaize; 8, craie cénomanienne; 9, craie turonienne; 10, craie sénonienne; F, faille.

étudiée. Elle est bien complète entre Forges-les-Eaux et Beauvais, où l'on peut établir la série qui suit (1) :

3. Glaise panachée, identique avec l'argile rose marbrée de la Haute-Marne (15 à 25m).
2. Grès ferrugineux et argiles à poteries-grès (15 à 25m) avec lits marins subordonnés à *Cardium subhillanum* et *Panopæa neocomiensis*.
1. Sables blancs et argiles réfractaires (20 à 25m).

C'est à la base de la première assise que se trouvent les amas de terre réfractaire depuis longtemps exploités autour de Forges et de Gournay. Les sables sont très blancs, avec petites veines, les unes ocreuses, les autres charbonneuses et contenant des empreintes de fougères, *Lonchopteris Mantelli*.

L'assise n° 2 contient souvent, avec des terres plastiques noires ou bleuâtres, des lits d'un grès ferrugineux qui se transforme en véritable minerai, soit géodique, soit oolithique.

Au-dessus de cet ensemble, qu'on peut mettre en parallèle avec le néocomien et l'urgonien, apparaît, du moins dans le sud du Bray, une argile grise à *Ostrea aquila*. Cette argile est recouverte par le sable vert albien, épais de 20 à 40m et

(1) De Lapparent, *le Pays de Bray*, 1879.

Digitized by Google

généralement moins glauconieux que celui de la Haute-Marne. A ce sable succède l'argile du gault, bien constante dans toute la contrée, où son épaisseur est ordinairement de 6m; ses fossiles sont *Ammonites Deluci*, *A. splendens*, *Exogyra parvula*. Enfin on retrouve par-dessus, avec une épaisseur de 40 à 45m, la gaize à *Amm. inflatus*, presque identique avec celle de l'Argonne, argileuse en bas et se fondant insensiblement avec le gault, tandis qu'à sa partie supérieure elle est poreuse, légère, parsemée de nodules de silex et de pyrite et imprégnée de silice gélatineuse, quelquefois aussi de grains de glauconie.

Falaises normandes. — En dehors du Bray, le système infracrétacé ne se voit plus en Normandie qu'en de rares points de la vallée de la Seine (Rouen, Villequier) et le long des falaises entre la Hève et Saint-Jouin. On peut alors constater qu'il n'existe aucun représentant certain des étages néocomien et urgonien. L'argile virgulienne de la Hève est directement surmontée par une assise de sables jaunes bariolés de rouge, épaisse de 20 à 30 mètres, et se terminant par un poudingue ferrugineux. Ce poudingue renferme *O. aquila* et *Amm. Milletianus* et, dans des nodules subordonnés aux sables sous-jacents, on a trouvé des crustacés ainsi que des moules de *Thetis lævigata*. La difficulté d'établir aucune ligne de démarcation dans la masse des sables de la Hève fait que, jusqu'à nouvel ordre, il semble plus prudent de les réunir en un seul étage, correspondant à l'aptien. Peut-être cependant les couches inférieures au poudingue sont-elles d'âge plus ancien (1).

L'étage albien, assez rudimentaire sur les falaises normandes, offre à Cauville la succession suivante :

3. 2m de marnes micacées grises, alternant avec un calcaire siliceux gris très compact.
2. 2m à 2m50 d'argile sableuse, glauconieuse, noirâtre et pyriteuse.
1. 2 à 3m d'argiles sableuses, noires, glauconieuses, renfermant, à la base, des graviers et des nodules phosphatés.

L'assise n° 1 a fourni quelques moules de fossiles animaux, de l'ambre et des conifères (*Cedrus reticulatus*). L'assise 3 est l'équivalent de la gaize; son calcaire siliceux contient des fossiles transformés en calcédoine, *Amm. inflatus*, *A. auritus*, *Turrilites Bergeri*, etc.

Aachénien de la Flandre et du Hainaut. — Dumont a depuis longtemps distingué sous le nom d'*Aachénien* (2), en le plaçant à la base du système infracrétacé, un ensemble de sables blancs, gris, violacés, ferrugineux et d'argiles diversement colorées, souvent réfractaires, parfois lignitifères, qui, en de nombreux points de la Belgique, au nord de l'axe de l'Artois, recouvrent directement les couches carbonifères. Les dépôts aachéniens sont très inégalement répartis et occupent surtout d'anciennes dépressions, dont les plus importantes sont le golfe de Mons et celui de Fourmies (3). Ces sables et argiles n'ont fourni pendant

(1) Lennier, *Bull. de la Soc. géol. de Normandie*, 1879, p. 345.
(2) D'Aachen (Aix-la-Chapelle), par suite d'une assimilation, d'ailleurs inexacte, entre les sables de cette localité et ceux de la Belgique.
(3) Gosselet, *Bull. scient. hist. du Nord*, 1874.

Digitized by Google

longtemps que des morceaux silicifiés de conifères, *Pinus* (*Cedrus*) *Corneti*, *P. Briarti*, etc. Dans le bassin de Mons, où ces dépôts ont reçu de d'Omalius d'Halloy le nom de *sables et argiles d'Hautrage*, leur épaisseur atteint jusqu'à 100m. Ce sont ces mêmes sables qui, sous le nom de *torrent d'Anzin*, causent tant de difficultés dans le fonçage de certains puits de mines du Nord. Il est à remarquer que la glauconie y fait toujours défaut. A leur partie supérieure seulement, à Wignehies, on a recueilli, dans des couches argiloglauconieuses, *Amm. mamillaris* et d'autres fossiles albiens.

MM. Cornet et Briart (1) ont émis l'opinion que la formation de ces dépôts « est due aux actions destructives des phénomènes météoriques sur les roches primaires, combinées avec celles de nombreuses sources thermales ». Cette formation aurait commencé dès la fin de la période houillère, pour durer jusqu'au retour de la mer avec le gault.

On ne peut méconnaître, en principe, que des sables et des argiles lignitifères en tout semblables à ceux de l'aachénien aient pu se former à diverses époques, puisque le Boulonnais nous en a montré dès l'oolithe inférieure (2). Mais la grande analogie de l'aachénien avec le wealdien anglais et avec le néocomien du Pays de Bray conduit à penser que la plus grande partie, sinon la totalité de ces dépôts, doit appartenir au système infracrétacé. Un fait qui donne beaucoup de poids à cette manière de voir est la découverte, récemment faite en Belgique, d'un riche gisement d'*Iguanodon* dans une argile de cet âge (3). A Bernissart, le terrain houiller est traversé par une faille dont le remplissage est formé d'argile aachénienne, descendue en ce point, à la faveur de la cassure, à 322m de profondeur, soit à plus de 180m de son niveau primitif. Or dans cette poche d'argile, on a découvert les squelettes complets de plusieurs individus gigantesques d'*Iguanodon* (4), genre caractéristique du wealdien anglais. En outre on a recueilli en grand nombre des tortues terrestres et fluviatiles et surtout des poissons d'eau douce, *Lepidotus Fittoni*, *L. Mantelli*, *Ophiopsis dorsalis*, etc., appartenant au même étage. Cette trouvaille exceptionnelle, en même temps qu'elle a permis de définir avec exactitude la constitution de ces grands dinosauriens terrestres, dont l'anatomie était à peine connue, semble avoir tranché la question en faveur de l'attribution de l'aachénien au wealdien. D'ailleurs les fougères recueillies à Bernissart, *Lonchopteris Mantelli*, *Pecopteris polymorpha*, *Sphenopteris Goepperti*, etc., sont des types wealdiens (5).

Meule. — Les sables aachéniens ne sont pas les seuls dépôts infracrétacés qu'on rencontre en Flandre et en Belgique. Dans le bassin de Mons et aux envi-

(1) *Mém. Acad. roy. de Belgique*, XXXIII.
(2) V. *ante*, p. 866.
(3) Cornet, *Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, V, CV.
(4) Ces ossements, extraits avec le plus grand soin de la mine de M. Fagès, sous la direction de M. Ed. Dupont, sont l'objet, au musée de Bruxelles, d'une restauration très heureusement conduite par M. de Pauw.
(5) De Saporta in Mourlon, *Géologie de la Belgique*, II, p. 82.

Digitized by Google

rons de Condé, la zone albienne à *Amm. inflatus* forme une assise qui atteint jusqu'à 183m à Harchies. C'est la *meule* de Bracquegnies et de Bernissart, grès glauconifère, siliceux ou calcarifère, souvent avec ciment de silice gélatineuse, renfermant une riche faune qui est celle de l'albien supérieur et dont les principales espèces, *Trigonia dædalea*, *Cardium Hillanum*, *Ostrea conica*, *Pectunculus sublævis*, *Turritella granulata*, etc., se rencontrent dans les couches de Blackdown en Angleterre (1). A Anzin, cette zone est à l'état d'argile à *Inoceramus sulcatus*. A Bracquegnies, on constate la superposition directe de la meule aux sables et argiles d'Hautrage.

§ 6

LE SYSTÈME INFRACRÉTACÉ EN ALLEMAGNE

Wealdien du Hanovre. — L'Allemagne du nord-ouest, à l'époque de Purbeck, était soumise à des conditions tout à fait semblables à celles du sud de l'Angleterre. Aussi ne doit-on pas s'étonner de retrouver dans le Hanovre, sur la frontière de la Hollande, un véritable terrain *wealdien*, formé d'une série de

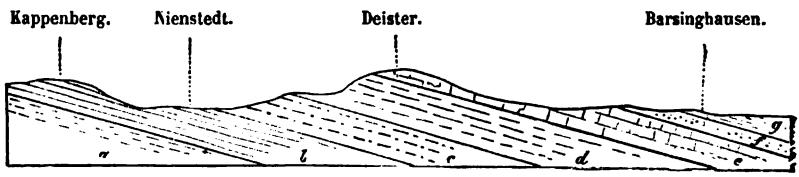

Fig. 450. — Coupe du massif du Deister (d'après Heinrich Credner).
a, virgulien; *b*, calcaire d'Eimbeckhausen; *c*, marnes de Münder; *d*, serpulit; *e*, grès wealdien; *f*, argile wealdienne; *g*, argile du Hils.

couches de grès, de sable et d'argile, avec lits de combustible minéral, dont le massif du Deister permet de bien saisir les relations (fig. 450).

Le wealdien allemand (quand on en détache, comme nous l'avons fait, les marnes de Münder et le *serpulit*), comprend deux grandes assises : à la base, le *grès wealdien* (*Wealdensandstein*, *Deistersandstein*), assimilé au *grès de Hastings* et, au sommet, l'*argile wealdienne* (*Wealdenthon*) (2).

Le grès wealdien, dont la puissance, au Deister, varie entre 13m et 180m, est formé de grès et de schistes sableux ou marneux. Le grès renferme quelques assises d'un grain très égal et d'une grande solidité, qui sont employées dans les constructions et ont fourni d'excellentes pierres pour la cathédrale de Cologne. Les schistes sont généralement bitumineux, pyriteux et contiennent, avec des nodules de sphérosidérite, quelques veines d'une houille exploitable, noire et brillante. Il en existe au Deister 15 couches, dont la puissance varie le plus souvent de 0m,07 à 0m,20, atteignant rarement 1m.

(1) Briart et Cornet, *Mém. Acad. roy. de Belgique*, XXXIV (1870).
(2) Struckmann, *Die Wealden-Bildungen*, Hannover, 1880.

Digitized by Google

La faune de cette assise comprend des tortues, des sauriens, des poissons, *Lepidotus Mantelli*, *Sphærodus semiglobus*, avec *Unio subsinuatus*, *U. planus*, *Cyrena tenuis*. La flore est riche et uniquement composée de gymnospermes et de cryptogames vasculaires, ayant un facies jurassique, c'est-à-dire appartenant à cet ensemble qui commence avec le rhétien pour finir avec le système infracrétacé. Les espèces les plus fréquentes sont *Sphenopteris Mantelli*, *Matonidium Goepperti*, *Hausmannia dichotoma*, *Anomozamites Schaumburgensis*, *Sphenolepis Sternbergi*, *S. Kurriana*, *Spirangium Jugleri*.

Une conifère, *Abietites Linki*, paraît avoir pris une part importante à la formation de la houille wealdienne. Près des bains de Rehburg, le grès a fourni des traces de pas de dinosauriens, analogues aux *Ornithoidichnites* du grès de Hastings en Angleterre (1).

L'argile wealdienne consiste en couches minces d'une argile grise ou noire, rarement sableuse, contenant des plaquettes, très régulièrement intercalées, d'un calcaire entièrement formé de cyrènes et de mélanies, surtout de *Melania strombiformis*. La puissance de cette argile varie de 15 à 40^{m} au Deister et atteint 77^{m} à Neustadt. La faune comprend *Unio Wealdensis*, *Cypris Wealdensis*, *Cyrena ovalis*, *Paludina fluviorum*.

Le caractère jurassique de la flore wealdienne et la liaison intime qui unit le grès et l'argile avec les couches purbeckiennes sous-jacentes, ont engagé quelques auteurs à considérer le wealdien comme une dépendance du système oolithique (2). Mais cette liaison avec les assises jurassiques n'a rien qui doive surprendre, de la part d'une formation d'eau douce ou terrestre, succédant à la série saumâtre de Purbeck et, pour bien juger de l'âge du wealdien, il convient tout d'abord d'étudier les couches marines du système infracrétacé, qui ont été nommées en Allemagne *Hils* ou *Hilsbildungen*, du nom du bassin particulier dans lequel on les observe.

Conglomérat et argile du Hils. — La plus ancienne des assises du Hils est le *Hilsconglomerat*, développé à Achim et à Vahlberg et auquel se relie intimement une partie du minerai de fer oolithique (*Hilseisenstein*) de Salzgitter (3). Or on y trouve *Amm. radiatus*, *A. asperrimus*, *A. Astierianus*, *A. bidichotomus*, *Toxaster complanatus*, c'est-à-dire des espèces néocomiennes du sous-étage hauterivien, sans aucune des formes du valenginien de Berrias ni de l'horizon des bélemnites plates.

Le conglomérat du Hils peut être remplacé par des calcaires ou des grès, comme c'est le cas dans la forêt de Teutoburg.

Au-dessus du conglomérat vient l'argile du Hils (*Hilsthon*), renfermant *Amm. radiatus*, *A. noricus*, *A. Leopoldinus*, *A. amblygonius*, *Crioceras capricornum*, *C. fissicostatum*. Quant aux minerais de la mine Marie, près de Salzgitter, ils

(1) Struckmann, *Neues Jahrb.*, 1880, I, p. 125.
(2) Id., *op. cit.*
(3) Neumayr et Uhlig, *Ueber Ammonitiden aus den Hilsbildungen Norddeutschlands*, in *Palæontographica*, 1881.

Digitized by Google

renferment *Amm. nisus*, *A. Martini*, *A. Deshayesi*, *A. Milletianus*, *Crioceras* (*Ancyloceras*) *gigas*, *C. Emerici*, c'est-à-dire des espèces aptiennes. Enfin, dans le voisinage, à l'Elligser Brinks, on recueille, dans les argiles du Hils, *Bel. subquadratus*, *Ostrea macroptera*, *O. Couloni*, *Amm. noricus*, *Ter. prælonga*. Ajoutons que c'est l'argile du Hils seule qui repose sur le wealdien avec lequel le conglomérat n'est jamais en contact direct, car on l'observe reposant sur les assises kimmeridgiennes.

Donc, d'une part, il n'y a dans le Hanovre, entre le Purbeck et le Hils, aucun représentant du valenginien et, d'autre part, il y a des raisons de penser qu'une partie des couches marines de Hils s'est déposée en même temps que les assises wealdiennes supérieures. Ce qui le confirme, c'est la découverte, faite à Delligsen, de *Belemn. subquadratus* en compagnie d'une coquille d'eau douce wealdienne, *Unio Menkei* (1). Par suite, en dépit du caractère de sa flore, le wealdien d'Allemagne, de même que celui de l'Angleterre, doit être considéré comme un facies d'eau douce de l'étage néocomien.

Le néocomien du Brunswick forme, d'après M. de Strombeck, deux zones, l'une à *Amm. bidichotomus*, l'autre, supérieure, à *Toxaster complanatus*.

Notons enfin la présence, dans l'île d'Helgoland, d'une argile dite *Toeck*, tout à fait analogue à celle de Speeton et contenant *Crioceras Emerici* et *C. Puzosianum* (2).

Aptien, Albien. — Nous avons vu que l'aptien était représenté parmi les minerais de Salzgitter. D'après M. de Strombeck, cet étage comprend, dans l'Allemagne du Nord :

5. Marnes à *Bel. Ewaldi*, *Amm. Nisus*, *Toxoceras Royeri* (horizon de Gargas).
4. Argile à *Amm. Martini*.
3. Argile schisteuse bleu foncé.
2. Terre à poterie (Topferthon).
1. Argile à *Bel. Brunswicensis* (horizon de Speeton), avec *Thracia Phillipsi* et *Meyeria ornata*.

Quant à l'albien, il comporte deux divisions; l'albien inférieur, où l'on distingue :

3. Argile à *Amm. tardefurcatus*, avec coprolithes et fer géodique.
2. Argile à *Amm. Milletianus*, avec fer géodique.
1. Argile noire terreuse.

et l'albien supérieur, divisé en :

2. *Marnes flambées* (*Flammenmergel*), avec *Amm. inflatus*, *A. auritus*, *Avicula gryphæoides*.
1. Argile à *Bel. minimus*, avec concrétions coprolithiques.

Les marnes flambées, ainsi nommées des taches de couleur sombre, en forme de flammes, qui les traversent, sont un membre très constant de l'étage albien en Allemagne. Elles correspondent à la gaize des Ardennes et à l'horizon mixte de la Vraconne. Souvent elles sont à l'état de grès quartzeux, plus ou moins glauconieux, à concrétions siliceuses et pyriteuses.

(1) Boehm, *Zeits. d. d. geol. Gesellschaft*, 1877, XXIX, p. 215.
(2) Judd, *Quart. Journ. geol. Soc. of London*, 1870, p. 335.

Digitized by Google

§ 7

LE SYSTÈME INFRACRÉTACÉ DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE

Saône-et-Loire, Dauphiné septentrional. — Le système infracrétacé présente, dans le midi de la France, une physionomie qui l'éloigne singulièrement des types déjà étudiés. Pour bien suivre cette transformation, il convient de partir du voisinage de la chaîne du Jura, en s'éloignant vers la Provence et le Languedoc.

Constatons d'abord que la présence du néocomien à facies jurassien a été signalée en plusieurs points de la vallée de la Saône et du Mâconnais, notamment à Saint-Hilaire, près de Châlon-sur-Saône. On y observe, conservé à la faveur d'une faille, un calcaire jaune à *Pygurus rostratus*. A Germolles on recueille *Janira atava*, *Requienia Lonsdalei*. Enfin près de Tournus, dans le massif montagneux du Mâconnais, un calcaire roux contient des chamacés du genre *Valletia* (1).

Le néocomien de la partie septentrionale du Dauphiné appartient encore au type jurassien. On y observe (2) :

4. Calcaire jaune (de Neuchâtel).
3. Assise, souvent glauconieuse et marneuse, avec *Toxaster complanatus* abondant, *Belemn. pistilliformis*, *Amm. cryptoceras*, *A. Leopoldinus*, etc.
2. Calcaire roux à *Pygurus rostratus* et *Ostrea rectangularis*.
1. Calcaires compacts, quelquefois oolithiques, avec *O. Couloni*, *Janira atava*, *Ter. prælonga*, *T. tamarindus*.

Les calcaires de l'assise 1 sont parfois très faciles à confondre avec les calcaires blancs jurassiques sous-jacents.

Environs de Grenoble. — Aux environs de Grenoble, la composition du néocomien se modifie sensiblement et l'on voit apparaître un type *alpin*, caractérisé par la prédominance des couches marneuses, riches en céphalopodes, et offrant la série suivante :

6. Marnes à spatangues ; seul niveau du *Toxaster complanatus* en Dauphiné.
5. Calcaires marneux à *Crioceras*, *Amm. Rouyanus* et *Rhynch. peregrina*.
4. Horizon glauconieux, peu épais, avec Bélemnites plates (*B. binervius*, *B. dilatatus*), *Amm. Leopoldinus*, *A. radiatus*, *A. Astierianus*.
3. Calcaires roux à *Pygurus rostratus* et *Ostrea macroptera*.
2. Calcaire du Fontanil, en gros bancs, à *Pterocera pelagi*, *Dysaster ovulum*, *Ostrea Couloni*.
1. Marnes à petites ammonites ferrugineuses (*Amm. semisulcatus*, *A. Thetis*, *A. neocomiensis*) et à *Bel. latus*.

L'assise 1, qui porte les prairies et le couvent de la Grande-Chartreuse, repose sur des calcaires à ciment (zone de Berrias) à *Ter. diphyoides*, et l'ensemble des assises néocomiennes n'a pas moins de 500^{m} d'épaisseur.

Au-dessus du néocomien, dans la région qui nous occupe, vient l'étage urgonien, puissant de près de 500^{m} et composé principalement d'un calcaire compact

(1) Thiollière, Delafond, Pellat, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XII, p, 598 ; 3e série, IV, pp. 641, 651 ; VII, p. 403.

(2) Lory, *Desc. géol. du Dauphiné*. — Voir aussi Hébert, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXVIII, p. 138.

Digitized by Google

blanc à *Requienia ammonia*, qui forme le massif de la Grande-Chartreuse. A la partie supérieure de ce calcaire sont subordonnées deux zones marneuses à *Orbitolina conoidea*, renfermant *Heteraster oblongus*, *Pygaulus depressus*, *Toxaster Collegnoi*. La plus élevée de ces deux zones, qui couronne, au Rimet, les derniers bancs de calcaire, où se trouvent *Requienia Lonsdalei*, *R. carinata*, contient en outre *Nautilus plicatus*, *Bel. semicanaliculatus*, *Amm. Martini*, *Plicatula radiola* (1), espèces qui établissent la jonction de l'urgonien avec l'aptien.

L'aptien proprement dit est absent ou rudimentaire dans le nord du Dauphiné, où il se réduit le plus souvent à des lumachelles d'un jaune roux, puissantes de 15 à 20^{m} et contenant *Amm. Milletianus*. Par-dessus apparaît, assez irrégulièrement, l'albien à nodules phosphatés, analogues à ceux de la Perte-du-Rhône.

Dauphiné méridional. — Enfin, dans le sud du Dauphiné, le système infracrétacé affecte ce que M. Lory a nommé un *facies vaseux pélagique* et l'on observe :

4. Assise puissante de calcaire bleu pâle, donnant la chaux hydraulique du Teil, avec *Crioceras*, *Scaphites Yvani*, *Ancyloceras Tabarellii*.
3. Marnes et calcaires marneux à bélemnites plates (*Bel. pistilliformis*, *B. dilatatus*).
2. Calcaires marneux et compacts à *Amm. Astierianus*.
1. Marnes bleues feuilletées à *Bel. latus* et *Aptychus Didayi*, avec ammonites pyriteuses, *A. Grasianus*, *A. neocomiensis*, *A. Astierianus*.

Cet ensemble est recouvert, dans la vallée de la Charce (fig. 451), par un rudiment de calcaire à orbitolines, que couronnent directement les marnes

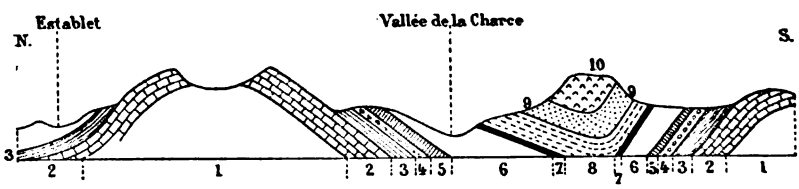

Fig. 451. — Coupe d'Establet à la vallée de la Charce (d'après M. Lory).

1, calcaires marneux jurassiques; 2, calcaire de la Porte-de-France; 3, marnes néocomiennes inférieures; 4, calcaires marneux à ammonites; 5, marnes à bélemnites plates; 6, calcaires à *Crioceras* et *Ancyloceras*; 7, calcaire à orbitolines; 8, marnes aptiennes; 9, grès vert; 10, crétacé supérieur.

aptiennes à *Belemnites semicanaliculatus*, sans aucune interposition de calcaire à *Requienia*.

La succession qui vient d'être indiquée, et qui d'ailleurs s'applique à des couches en stratification concordante, donne à penser que les calcaires à *Scaphites Yvani* doivent occuper la place de l'urgonien, dont les couches à *Requienia* ne seraient qu'un facies corallien. En effet, il résulte d'observations faites dans la Drôme, au Châtelard-de-Vesc, que des lumachelles à *Orbitolina conoidea* et *Pygaulus depressus* alternent plusieurs fois avec les calcaires à *Ancyloceras*. Or ces fossiles caractérisent la partie supérieure de l'urgonien. D'autre part, M. Lory a constaté que les marnes noires aptiennes à *Belemnites semicanaliculatus* ne se

(1) Lory, *op. cit.*, p. 314.

Digitized by Google

développent que là où l'urgonien à *Requienia* s'efface. Ainsi, dans le sud du Dauphiné, ces marnes, entremêlées de calcaires marneux et de grès verdâtres, avec *Bel. semicanaliculatus*, *Amm. Dufrenoyi*, *A. Martini*, *A. fissicostatus*, atteignent 500m et reposent directement sur les couches à *Ancyloceras*, tandis que, dans le Royans et le Vercors, où l'urgonien à *Requienia* est bien développé, elles font défaut, ne dépassant par le Chaffal, où elles sont réduites à 30m.

Provence, Basses-alpes. — Si du Dauphiné on pénètre dans la Provence, aux environs de Castellane, on observe la série suivante (1) :

5. Calcaires à *Crioceras* et *Scaphites Yvani*.
4. Couches marneuses à bélemnites plates, avec *Trigonia caudata*, *Ter. tamarindus*.
3. Grès glauconieux à *Amm. radiatus*, *A. Astierianus*.
2. Calcaires et marnes à *Toxaster complanatus*, *Tox. Ricordeanus*, *Amm. Astierianus*, *Trigonia caudata*.
1. Marnes noires et bleuâtres, reposant sur les couches à *Ter. diphyoides*.

La succession est la même à Barrème, où les calcaires blancs à *Scaphites Yvani* et *Crioceras Emerici* (2) renferment une térébratule perforée, voisine de *T. diphyoides* et supportent les couches aptiennes sans interposition de calcaire à *Requienia*.

Orgon, La Bedoule, Le Beausset. — Pour retrouver ce dernier horizon, il faut aller dans la basse vallée de la Durance, où le calcaire à *Requienia* est assez développé, aux environs d'Orgon, pour que le type de l'étage y ait été choisi ; près de là, dans le massif des Alpines, on voit, en superposition régulière (3) :

3. Calcaire compact (30m) avec couches marneuses à la base, à *Toxaster Ricordeanus*, *Bel. subfusiformis*, *Ancyloceras*, *Crioceras*.
2. Calcaires compacts à rognons de silex (100m) et calcaires marneux (200m) à *Toxaster complanatus*, *Ostrea Couloni*, *Janira atava*, *Corbis corrugata*.
1. Calcaire cristallin (20m) à bélemnites plates, *B. latus*, *B. dilatatus*.

Ici nous remarquerons que le calcaire à criocères, assez réduit comme épaisseur, contient *Toxaster Ricordeanus*, espèce des argiles ostréennes de la Haute-Marne. Ce même calcaire à céphalopodes déroulés, devenu blanc et compact, forme à Avignon le rocher des Doms (4).

Les Criocères manquent à Orgon et à Cavaillon, où, en revanche, on observe, au même niveau, le célèbre calcaire dit à *caprotines* ou à *Chama*, qui a fourni le type de l'urgonien. Ce calcaire est très blanc, presque crayeux et renferme *Requienia* (*Chama*, *Caprotina*), *ammonia*, *R. Lonsdalei*, *R. gryphoides*, *Toucasia carinata*, *Monopleura trilobata*, *Pygaulus depressus*, *Pseudocidaris clunifera*, etc., avec des nérinées gigantesques et des polypiers. Le calcaire d'Orgon repose, par des calcaires à silex sans fossiles, sur les bancs à spatangues du néocomien.

A la Bedoule, le calcaire blanc compact à *Requienia* et nérinées, qui a 50m,

(1) Hébert, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXVIII, p. 153.
(2) Dont M. Coquand avait fait autrefois l'étage *barrémien*.
(3) Toucas, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 316.
(4) Renseignement fourni par M. A. Toucas.

Digitized by Google

repose sur 200m de calcaires à chamacés, couronnant eux-mêmes 100m de calcaires lithographiques sans fossiles (1).

Aux environs du Beausset, l'horizon à Criocères fait également défaut, et l'on voit le calcaire compact à *Requienia Lonsdalei*, épais de 60 à 300m, reposer sur le calcaire à *Ostrea Couloni* et *Toxaster complanatus*, puissant lui-même de 50m (2). D'ailleurs, dans une grande partie du massif, le calcaire à *Requienia* se charge de silex et les fossiles disparaissent. Aussi, en 1851, Leymerie, remarquant que les réquiénies n'existent qu'à la partie supérieure du calcaire, proposait-il pour cette assise le nom de *calcaire provençal*.

En somme, les calcaires à *Requienia* seraient des récifs de l'époque où se formaient, plus loin des côtes, les calcaires à criocères et à *Scaphites Yvani*. Ils joueraient, relativement à l'infracrétacé, le rôle que jouaient les calcaires dits coralliens dans la période oolithique et ainsi l'étage urgonien (de même que l'étage corallien) ne serait bien distinct que là où il est constitué à l'état de récifs. Encore, dans ce cas, pourrait-il y avoir divers horizons de calcaires à *Requienia*, comme il y a divers horizons de calcaires coralliens à dicérates ou à *Glypticus*, et tandis que les uns appartiendraient à la base de l'urgonien, d'autres pourraient empiéter plus ou moins sur l'aptien.

Aptien de Gargas et de la Bedoule. — C'est aux environs d'Apt, dans la localité de Gargas, que l'étage aptien présente l'un de ses types les plus nets. Il se compose d'un calcaire marneux blanc jaunâtre, avec *Ancyloceras Renauxianus* et *Ostrea aquila*, reposant sur des marnes argileuses bleuâtres, dites *marnes de Gargas*, très riches en *Plicatula placunea* et en ammonites pyriteuses, *Amm. Dufrenoyi*, A. *Nisus*, avec *Ostrea aquila*, *Belemn. semicanaliculatus*. Le tout a pour base les calcaires blancs urgoniens. L'épaisseur de l'étage, de quelques mètres seulement à 2 kilomètres d'Apt, devient exceptionnellement considérable sur la colline de Gargas (3).

L'aptien de la Bedoule est également très développé; son épaisseur atteint près de 200m. Cet étage comprend (4):

6. Marnes noires à *Bel. semicanaliculatus* (90m).
5. Calcaires et marnes à *Amm. Cornuelianus*, *Hamites*, etc. (30m).
4. Argiles bleues, feuilletées, à fossiles ferrugineux, *Bel. semicanaliculatus*, *Amm. nisus*, *A. Dufrenoyi* (12m).
3. Marnes calcarifères à *Amm. fissicostatus* (25m).
2. Calcaires marneux à *Amm. fissicostatus*, *Ancyloceras Matheroni*, *Plicatula placunea*, *Toxaster Collegnoi* (20m).
1. Balcaires marneux à *O. aquila* et plicatules (5m).

Les céphalopodes à tours déroulés, notamment les *Ancyloceras* (*Crioceras*), jouent un très grand rôle dans la faune aptienne. Ils atteignent à la Bedoule des dimensions considérables. Ce caractère rapproche l'aptien de l'urgonien

(1) Hébert, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXVIII, p. 103.
(2) A. Toucas, *Mém. de la Soc. géol. de France*, 2e série, IX.
(3) D'Archiac, *Hist. des progrès de la géologie*, IV, p. 512.
(4) Hébert, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XX!X, p. 593.

Digitized by Google

pélagique de Barrême et établit, entre les deux étages, une liaison assez intime, mais qui ne suffit pas, selon nous, pour supprimer l'un d'eux, car les calcaires de Barrême ne sont pas moins étroitement liés au néocomien sous-jacent.

Gault de Clars et de Clansayes. — L'étage albien existe à Clars, où il est formé de grès verdâtres, de calcaires siliceux et ferrugineux, de 10 à 15^{m} d'épaisseur, avec *Amm. Lyelli*, *A. Mayorianus*, *Discoidea conica*, etc.

A Clansayes (Drôme), la zone à *Amm. inflatus* et *Turrilites Bergeri*, à l'état de grès glauconieux et argileux, se développe, avec une épaisseur d'environ 16^{m}, au sommet du sable albien à petits galets, avec *Bel. minimus* et offre le même caractère de transition qui distingue les dépôts de la Vraconne.

Néocomien et urgonien du Gard. — Le néocomien du Gard constitue, près de Saint-Hippolyte, un étage d'environ 200^{m} de puissance, où l'on distingue, de haut en bas (1) :

3. Calcaire jaune bleuâtre à céphalopodes et à spatangues, se divisant en :
   B. Calcaire à *Toxaster complanatus* et *Ostrea Couloni* (75^{m}).
   A. Marnes grises à *Amm. radiatus*, *A. asper*, *A. Astierianus*, *Ancyloceras* (55^{m}).
2. Zone à ammonites ferrugineuses et à bélemnites plates, comprenant :
   B. Marnes jaunes à *Belemn. pistilliformis* (15^{m}).
   A. Marnes grises à *Bel. latus* et ammonites ferrugineuses (20^{m}).
1. Calcaire à *Natica Leviathan*, *Amm. occitanicus*, *Bel. latus*, *Ter. Moutoniana* (50^{m}).

3 est le sous-étage hauterivien; 1 et 2 représentent le valenginien, dans lequel on introduit quelquefois une subdivision, 2 formant le *némausien* (de Nimes) et 1 le *berriasien* ou du moins la partie de la zone de Berrias d'où l'on a détaché, pour le réunir au système oolithique, le calcaire compact à *Ter. diphyoides*. Les fossiles principaux de la zone némausienne sont : *Bel. latus*, *B. conicus*, *B. Orbignyi*, *B. Emerici*, *Rhynchonella contracta*, *Amm. Grasianus*, *A. semisulcatus*, *A. semistriatus*. On y rencontre encore, mais rarement, *Ter. diphyoides* (2).

L'urgonien a 150^{m} aux environs d'Alais, où il est représenté par des calcaires à *Requienia Lonsdalei*, qui font défaut dans l'arrondissement du Vigan.

Aptien et albien de Salazac.—L'étage aptien du Gard comprend, à Salazac (3):

3. Marnes à *Belemn. semicanaliculatus* (15^{m}).
2. Calcaires marneux à *Ancyloceras Matheroni*, *A. gigas*, *Plicatula placunea* (12^{m}).
1. Marnes et calcaires marneux à *Ostrea aquila* et *Toxaster Collegnoi* (25^{m}).

L'étage albien n'a que 10^{m} à Salazac. Encore est-ce à la condition d'y comprendre 8^{m} d'un grès jaunâtre à *Amm. inflatus* et *Turrilites Bergeri* qui, à l'exemple des couches de la Vraconne, contient un mélange d'espèces albiennes avec des fossiles du système crétacé supérieur. Autrement le gault proprement dit se composerait de 2^{m} d'un grès verdâtre, très fossilifère, à *Bel. minimus*, *Amm. auritus*, *Turrilites catenatus*, *T. elegans*, *Scalaria Dupiniana*, etc., reposant sur les marnes à plicatules.

(1) Jeanjean in de Rouville, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIX, p. 726.
(2) De Sarran d'Allard, *Bull. de la Soc. sc. nat. de Nîmes*, avril 1879.
(3) Toucas, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 315.

Digitized by Google

§ 8

TYPES MÉDITERRANÉENS ET ÉTRANGERS DIVERS DU SYSTÈME INFRACRÉTACÉ

Région pyrénéenne. — Le néocomien proprement dit fait défaut dans la région pyrénéenne, aussi bien en France qu'en Espagne, où cet étage n'apparaît que près de Valence ou dans les Baléares (1). Mais l'urgonien est bien développé sous la forme de calcaires à *Requienia* (calcaires à *dicérates* de Dufrénoy, calcaires à *caprotines* de divers auteurs).

En France, ces calcaires, généralement compacts, cristallins et de couleur foncée, ont plusieurs centaines de mètres de puissance. On les observe à Orthez, dans l'Ariège, la Haute-Garonne et les Corbières. Leur fossile principal est *Requienia Lonsdalei*. Des marnes et des calcaires marneux, subordonnés à cette assise, renferment, notamment à Vinport, *Orbitolina conoidea*, *O. discoidea*, ainsi que des *Monopleura* et les *Ter. sella*, *T. tamarindus*, *Ostrea Leymeriei*, *Cidaris pyrenaica*, etc. (2).

Dans les environs de Santander, Bilbao et Tolosa, l'urgonien est constitué par un calcaire gris ou noir, de 500^{m} de puissance, abondant en *Toucasia carinata*, avec marnes noires intercalées qui contiennent de nombreuses orbitolines, ainsi que *Ter. sella*, *T. prælonga*, *Rhynch. depressa*, *Toxaster Collegnoi*, *Cidaris Macphersoni*, etc. (3). Les célèbres mines de fer de Summorostro, près de Bilbao, appartiennent à cette assise, que recouvrent en divers points les marnes aptiennes à *Ostrea aquila*, auxquelles sont subordonnés les lignites d'Utrillas.

Dans la province de Valence, il y a, selon M. Coquand (4), association intime de calcaires blancs à *Requienia Lonsdalei*, *Nerinea gigantea*, *N. Archimedis* et de marnes à *Heteraster oblongus*, *Orbitolina lenticularis*, *Pterocera pelagi*, *Plicatula placunea*, *Ostrea aquila*, *Belemnites semicanaliculatus*. Les calcaires blancs urgoniens alterneraient à plusieurs reprises avec ces marnes, dont la faune serait un mélange d'espèces urgoniennes et d'espèces aptiennes.

Corbières. — Cette association se reproduit dans une localité classique de la région des Corbières, la montagne de la Clape, près de Narbonne. Là, d'après M. Coquand, une première masse de calcaire à *Requienia Lonsdalei*, épaisse de 60^{m}, supporte 106^{m} d'argiles et de calcaires à orbitolines, au-dessus desquels revient une nouvelle assise, puissante de 25^{m}, de calcaire à *Requienia* (5).

D'autre part, l'assise intermédiaire renferme, avec les orbitolines, des fossiles ordinairement aptiens, tels que *Ostrea aquila*, *Plicatula placunea*, *Nautilus pli-*

(1) Hermite, *Géologie des Baléares*, Paris, 1879.
(2) Hébert, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIV, p. 323.
(3) Carez, *Étude des terrains crétacés du nord de l'Espagne*, Paris, Savy, 1881.
(4) *Mém. de la Soc. d'émul. de la Provence*, III (1865).
(5) Coquand, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXVI, p. 195.

Digitized by Google

catus, *Amm. gargasensis*. Aussi divers géologues, notamment MM. Leymerie, Coquand, Toucas et Peron, ont-ils admis, pour la région méditerranéenne, l'existence d'un étage *urgo-aptien*, dans lequel les retours alternatifs du calcaire et de la marne ramèneraient, tantôt les réquiénies urgoniennes, tantôt la faune aptienne. Mais ce mélange de faunes, qui reproduit les circonstances propres au Rimet et à la Perte-du-Rhône, atteste surtout la liaison intime de deux étages consécutifs et l'impossibilité de caractériser l'un d'eux par quelques espèces seulement, *Ostrea aquila* pouvant descendre dans l'urgonien, comme *Requienia Lonsdalei* peut monter dans l'aptien. Ajoutons que le véritable aptien marneux de la Provence, à *Bel. semicanaliculatus* et *Ancyloceras*, paraît faire défaut dans les Corbières, où les couches à *Requienia* et *Orbitolina* sont recouvertes, à Bugarach, par 19^{m} de marnes schisteuses à *Amm. Milletianus* avec *Plicatula radiola*, *Arca fibrosa*, etc. (1).

L'albien aurait, selon M. Magnan, dans les Pyrénées et les Corbières, une épaisseur de plusieurs centaines de mètres. Il est constitué par des calcschistes, des schistes noirâtres, des grès et des calcaires sableux, avec *Bel. minimus*, *Amm. Beudanti*, *A. inflatus*, *Hemiaster minimus*, *Discoidea conica*, etc.

Dans l'Ariège, à Audinac, le gault, formé de calcaires marneux et de marnes, a de 400 à 500^{m} d'épaisseur (2).

Algérie. — Le néocomien existe en Algérie, à la fois dans le Tell et jusque sur les confins du Sahara. Celui du Tell a un facies vaseux pélagique et offre une grande analogie avec le type du Dauphiné. Mais, dans le sud, c'est tantôt le caractère corallien, tantôt celui d'une formation riche en bancs d'huitres, qui domine (3). Le premier cas est réalisé dans le Djebel-Bou-Thaleb, où l'on observe, au dessus d'un calcaire à ciment, 100^{m} de marnes à bélemnites plates (*B. latus*, *B. bipartitus*), que couronnent des marnes multicolores avec polypiers semblables à ceux du calcaire à spatangues de la Bourgogne. Ensuite vient un calcaire gréseux jaune à *Ostrea rectangularis*, *O. Couloni*, *Pterocera pelagi*, couronné par une assise véritablement lardée de radioles de *Pseudocidaris clunifera*. A cette couche succède un grès que surmontent les couches à orbitolines et *Heteraster oblongus*, présentant le même mélange de fossiles urgoniens et aptiens que dans les Corbières.

Apennin, Alpes, Carpathes, Groënland. — Dans l'Apennin central, le néocomien est représenté par les calcaires massifs, ruiniformes, de couleur claire, de Monte Nerone, avec *Aptychus Didayi* et *Amm. infundibulum*. Au même étage appartiennent les grès et *majoliques* des Alpes lombardes, à *Aptychus Didayi* et *Belemm. bipartitus*, le *Biancone* du Tyrol méridional, qui succède en concordance au calcaire à *Ter. diphya*, enfin le *Biancone* des Sette Comuni avec *Amm. Astieranus*, *A. incertus*, *A. semisulcatus* (4).

(1) Toucas, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 43.
(2) De Lacvivier, *Bull. soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 598.
(3) Peron, *Ann. des Sciences géologiques*, 1875.
(4) Zittel, *Geogn. palæont. Beitraege*, 1868.

Digitized by Google

TABLEAU DU SYNCHRONISME DES ASSISES INFRACRETACEES.

ÉTAGES.		JURA.	HAUTE-MARNE, ARGONNE.	NORMANDIE.	DAUPHINÉ.	PROVENCE.	ANGLETERRE.	ALLEMAGNE DU N.-O.	
ALBIEN.		Sables à Amm. inflatus (Vraconnien).	Gault supérieur à Amm. inflatus. / Gaize de l'Argonne.	Gaize du Bray.		Grès glauconieux de Clansayes.	Gault { Zone à Amm. inflatus. Z. à Amm. Beudanti. Z. à Amm. lautus.	Flammenmergel.	
		Calcaires marneux et argiles sableuses, Sables à nodules de la Perte-du-Rhône.	Argile téguline à Amm. lautus.	Gault argileux du Bray.		Grès et calcaires de Clars à Amm. Lyelli.		Argiles à Belemnites minimus.	
			Sables et argiles à Amm. mamillaris. Sables verts à nodules.	Sables verts du Bray.	Gault à nodules phosphatés.		Lower Green Sand. — Couches de Folkestone.		
APTIEN.		Sables à Amm. Milletianus.	Sables à Amm. Milletianus.	Poudingue ferrugineux de la Hève.	Lumachelles à Amm. Milletianus.	Marnes à Belemnites semicanaliculatus. Argiles à Amm. Nisus. Calcaire à Ancyloceras Matheroni. Calc. marneux à plicatules.	Lower Green Sand. — Couches de Sandgate.	Argiles à Amm. Milletianus.	
		Calcaires marneux, sables et grès à Plicatules.	Argile à plicatules et minerai de Grandpré.	Argile de Vessencourt à Ostrea aquila.			Lower Green Sand. — Couches de Hythe.	Marnes à Amm. Nisus. Argile à Amm. Martini. Argile à Bel. Brunsvicensis.	
URGONIEN.		Marnes à Orbitolines et calcaires à Ptérocères et à Requienia Lonsdalei. Calcaire à Requienia Ammonia.	Couche rouge de Wassy et minerai oolithique. Argile rose marbrée. Grès versicolores. Argiles ostréennes.	Argile rose marbrée. Grès ferrugineux et argiles à poteries du Bray.	Couches à Orbitolines et Plicatules du Rimet.	Calcaire à Requienia Lonsdalei. Calcaire à Scaphites Yvani.	Couches de Punfield. Argile Atherfield.	Argile du Hils.	Argile du Hils.
NÉOCOMIEN.	HAUTERIVIEN.	Calcaire jaune de Neuchâtel. Marnes d'Hauterive.	Marnes et calcaires à spatangues. Sables et minerai géodique.	Sables blancs à fougères et argiles réfractaires du Bray.	Calcaire à Requienia ammonia. — Calcaire jaune. Calcaire glauconieux à spatangues. / Calcaire à Scaphites Yvani. — Marnes à bélemnites plates. Calcaire à Amm. Astierianus.	Calcaire compact à Spatangues.	rgile u eald.	Argile wealdienne.	Conglomérat du Hils.
	VALENGINIEN.	Limonite de Métabief et calcaire roux à Pygurus rostratus. Calcaire à grandes nérinées. Calcaire à Natica Leviathan.	Marne noire.		Calcaire roux à Pygurus. Calc. compact à O. Couloni. / Marnes à Aptychus et à Ammonites ferrugineuses.	Calcaire cristallin à Bélemnites plates.	Sables de Hastings.	Grès wealdien.	

Digitized by Google

Le système infracrétacé se prolonge, dans l'Europe méridionale, sous la forme d'une bande étroite de calcaires, longeant le pied des Alpes à la fois en Bavière et dans le Tyrol méridional. Le membre le plus caractéristique de ce type alpin est le *Schrattenkalk* ou calcaire à *Requienia ammonia*, reposant sur le néocomien à *Aptychus Didayi*. Seulement, dans la pensée de M. Gümbel (1), l'expression de *Schrattenkalk* s'applique, non seulement au calcaire à réquiénies, mais encore à un calcaire à foraminifères et à bryozoaires, que recouvre une zone à *Orbitolina lenticularis*.

Le néocomien apparaît, dans le massif des Carpathes, aux environs de Teschen, sous la forme d'une puissante série de marnes, de schistes et de calcaires. L'urgonien y est représenté, à Wernsdorf, par des couches à *Crioceras*, auxquelles sont subordonnés des gisements de plantes, *Pterophyllum*, *Zamites*, *Sequoia*, etc., dont le caractère est encore assez nettement jurassique. A l'albien appartiendraient les couches à *Belemnites minimus* du Godula Berg.

Des dépôts terrestres de l'époque urgonienne ont été observés à Kome (Groënland), par 70°40′ de latitude. Les espèces de ce gisement sont en grande partie les mêmes que celles de l'urgonien des Carpathes; cependant une feuille isolée de peuplier et quelques sapins, associés aux cycadées et aux gleicheniées, semblent indiquer que déjà le climat des régions septentrionales avait cessé d'être absolument tropical (2).

CHAPITRE V

SÉRIE CRÉTACÉE : 2ᵉ SYSTÈME CRÉTACÉ

§ 1

GÉNÉRALITÉS SUR LA PÉRIODE CRÉTACÉE

Caractères généraux de la période. Craie, calcaires à rudistes. — Deux circonstances concourent à imprimer au système crétacé un cachet tout spécial : d'une part, la roche blanche, tendre et traçante, qu'on a nommée la *craie*, abonde dans les dépôts de cet âge formés au sein des mers de l'Europe septentrionale. D'autre part, les calcaires à *rudistes* prennent, dans la zone méditerranéenne d'Europe, aussi bien que dans le voisinage du golfe du Mexique, un développement extraordinaire. Or ces deux catégories de dépôts sont, l'une et l'autre, le produit immédiat de l'activité organique et attestent que l'ère secondaire a dû

(1) *Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges*, 1861, p. 534.
(2) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 136.

Digitized by Google

s'achever au milieu d'un calme relatif, par suite duquel la sédimentation purement mécanique, localisée en quelques points spéciaux, laissait presque partout le champ libre aux organismes constructeurs.

La craie blanche est composée de particules calcaires amorphes, auxquelles sont associées en grand nombre des carapaces microscopiques de foraminifères appartenant surtout au genre *Globigerina*, ainsi que des organismes calcaires très analogues aux coccolithes et aux rhabdolithes de la boue actuelle à globigérines (1), enfin des radiolaires siliceux et des spicules d'éponges. Les éléments détritiques siliceux ou argileux y font défaut et les rognons de silex, qui abondent dans certains massifs crayeux, paraissent résulter d'un phénomène de concentration moléculaire, par suite duquel la silice, répandue dans la masse de la craie, est venue se réunir autour de certains centres d'attraction et, de préférence, autour des corps organiques en décomposition. Les surfaces successives de dépôt offrant des conditions particulières d'homogénéité, il n'est pas surprenant que les silex se soient presque toujours accumulés en cordons suivant les plans de stratification. En général, l'espacement de ces cordons varie entre quelques décimètres et 1 ou 2 mètres. D'ailleurs, dans les craies dont la masse a été fissurée obliquement pendant qu'elle était encore plastique, on voit aussi les fentes tapissées de rognons ou de plaques obliques de silex.

Quant à la source même qui a fourni la silice, les conditions des dépôts crayeux rendent peu probable l'intervention directe d'émanations internes. On a émis l'idée, assez plausible, que les spicules des éponges et les radiolaires pouvaient offrir une suffisante quantité de silice amorphe, laquelle, déposée pêle-mêle avec la craie, s'en serait ensuite séparée par voie de concrétion.

Il faut encore signaler, parmi les espèces minérales habituellement associées à la craie, la pyrite en rognons à texture fibreuse. Ces rognons consistent le plus souvent en pyrite blanche (*marcasite*), plus ou moins complètement transformée en limonite par épigénie.

La faune de la craie est assez uniforme. Elle comprend surtout des oursins, *Micraster*, *Ananchytes*, *Cyphosoma*, *Cidaris*, avec les genres *Terebratula*, *Rhynchonella*, *Ostrea*, *Spondylus* et des individus, quelquefois très grands, d'*Inoceramus*. Les bryozoaires y sont assez abondants et on y trouve des dents et des écailles de poissons. S'il n'est pas nécessaire d'admettre que la craie se soit formée à une grande profondeur, on doit du moins reconnaître que son dépôt a dû être exempt de trouble et que les rivages voisins n'y ont apporté aucun élément. Ce dépôt s'est d'ailleurs accompli avec lenteur ; car il n'est pas rare de trouver des oursins sur le test desquels des individus de *Crania* se sont librement développés, pour servir, à leur tour et après la mort de l'animal, de surfaces d'attache à des serpules. Plusieurs générations d'animaux marins se sont donc succédé au même point avant qu'il se déposât, sur le fond, une quantité de boue crayeuse égale à l'épaisseur d'un ananchyte.

(1) V. *ante*, p. 342.

Digitized by Google

En beaucoup de points et surtout à la partie inférieure, les assises de la craie sont mouchetées de points verts, dont chacun est un granule de *glauconie* (hydrosilicate de fer avec potasse). On a souvent remarqué que ces granules reproduisaient exactement le moule intérieur de coquilles de foraminifères.

Les *Rudistes*, dont les conditions biologiques sont encore mal connues, la nature actuelle ne nous offrant plus aucun représentant de cette famille, ont beaucoup d'affinité avec les chamacés. On peut dire que les calcaires à hippurites continuent les calcaires à réquiénies comme ceux-ci continuaient les calcaires à dicérates. Néanmoins, entre les calcaires à rudistes et les récifs de polypiers, il y a des différences très tranchées et le mode d'activité physiologique dont ils sont l'expression a été certainement tout à fait spécial à la période crétacée.

Transgressivité des dépôts crétacés. — La distribution géographique des dépôts crétacés est très particulière et accuse une discordance marquée entre ce système et celui qui l'a précédé. Presque partout, en Europe aussi bien qu'en Amérique, les sédiments de la craie sont transgressifs relativement aux terrains sur lesquels ils s'appuient et il n'est pas rare de voir le système débuter par un conglomérat reposant directement sur les couches primaires. Tel est le cas du *tourtia* de la Flandre et du Hainaut (1).

En Angleterre, le grès vert supérieur et la craie blanche dépassent sensiblement les limites du grand bassin crétacé de Londres et du Hampshire; on en trouve des îlots jusqu'en Écosse, dans l'île de Mull et en Irlande. Dans l'ouest de la France, les premiers dépôts crétacés s'appuient transgressivement sur les couches oolithiques. Dans le Hainaut, la Scandinavie, la Bohême, ce sont les terrains paléozoïques qui leur servent de base et la même transgressivité s'observe dans le massif de l'Himalaya ainsi qu'aux États-Unis (2).

L'ouverture de la période crétacée a donc été marquée par un remaniement considérable de la carte du monde et par le retour de la mer sur des régions qu'elle avait depuis longtemps abandonnées.

Apparition des angiospermes. Contraction de la zone tropicale. — Un tel fait ne pouvait manquer de faire sentir son influence sur le développement du monde organique et spécialement sur celui du règne végétal, si sensible en général aux conditions géographiques. Aussi voyons-nous, dès le début de la période, apparaître une nouvelle famille, celle des végétaux dicotylédonés angiospermes, lesquels, inconnus dans le wealdien et l'urgonien, jouent déjà un rôle dominant dans les premières flores du système. Cette rapide diffusion des plantes à fleurs et à feuillage caduc, indices d'une lumière solaire suffisamment vive et d'un certain jeu de saisons, n'en laisse pas moins subsister une assez grande uniformité climatérique. Sans doute le nombre des types franchement tropicaux a diminué et le palmier ne dépasse plus l'Europe; mais les régions circompolaires nourrissent encore des figuiers, des bambous et une cycadée. La

(1) Voir plus loin, p. 956.
(2) Suess, *Entstehung der Alpen.*

Digitized by Google

flore crétacée du Groënland diffère moins de celle de la Bohême que cette dernière ne diffère de la flore du crétacé provençal (1), comme si les circonstances locales d'exposition et de relief avaient eu alors plus d'influence que les conditions géographiques générales.

Plus encore que dans la période précédente, les équivalents des formations coralligènes, qui sont ici les calcaires à rudistes, sont concentrés dans la zone méditerranéenne. Ainsi s'accentue peu à peu la réduction de la zone tropicale, primitivement étendue à tout le globe; mais ce mouvement s'accomplit avec lenteur et la présence des palmiers en Silésie, des figuiers au Groënland, par 70° de latitude, interdit de croire à l'existence de la glace autour du pôle.

Divisions du système crétacé. — Le système crétacé a été divisé par d'Orbigny en quatre étages, qui sont, à partir de la base, le *cénomanien*, ainsi nommé de la localité du Mans; le *turonien*, correspondant à la craie tuffeau de Touraine, le *sénonien* ou craie blanche de Sens, enfin le *danien*, dont le nom a été créé par Desor pour l'étage de la craie du Danemark. Nous adopterons ces divisions, mais en restituant au danien la craie de Maëstricht, que d'Orbigny rattachait au sénonien. En outre, pour la facilité des assimilations, nous partagerons chaque étage en deux sous-étages, en choisissant avec M. A. Toucas (2), pour désigner ces subdivisions de deuxième ordre, quelques-uns des noms créés par M. Coquand. Ainsi le cénomanien comprendra le *rotomagien* ou craie inférieure de Rouen et le *carentonien* ou couches à Ichthyosarcolithes et à ostracées de la Charente. Dans le turonien, nous distinguerons le *ligérien* ou craie du bassin de la Loire et l'*angoumien*, à cause du développement que prend, aux environs d'Angoulême, ce sous-étage supérieur, si bien marqué là où existent les rudistes. Au sénonien appartiendront le *santonien* ou craie de Saintonge et le *campanien* ou craie de Champagne à bélemnitelles. Enfin le danien se partagera en *maestrichtien* (3) à la base, à cause de la craie de Maëstricht et *garumnien* au sommet. Le nom de ce dernier sous-étage est emprunté à Leymerie, qui a eu le mérite de signaler l'importance des dépôts de cette époque dans les Pyrénées de la Haute-Garonne (4).

Faune crétacée. — Les dépôts crétacés n'ont pas encore fourni de mammifères. Des oiseaux très curieux ont été signalés par M. Marsh dans la craie du Kansas. Plusieurs d'entre eux, *Ichthyornis* (fig. 453), *Odontornis*, *Hesperornis* (fig. 452), avaient des dents et quelques-uns des vertèbres biconcaves, comme celles des reptiles. Ces derniers sont représentés par des dinosauriens, des crocodiliens, des énaliosauriens, quelques ptérodactyles et surtout par le genre *Mosasaurus*, commun à Maëstricht et au New-Jersey. Les dents et les écailles de poissons abondent dans la craie, surtout celles de *Corax*, *Otodus*, *Ptychodus* (fig. 454), *Lamna*, *Enchodus*, *Beryx*, etc.

(1) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 135.
(2) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e *série*, VIII, p. 84; X, p. 209.
(3) M. Toucas a accepté pour cet étage le nom de *dordonien*, créé par M. Coquand; mais celui déjà usité de *maestrichtien* nous paraît préférable, comme prêtant beaucoup moins à confusion.
(4) *Mém. de la Soc. géol. de France*. 2e série, IV. — *Bull. de la Soc. géol.*, 2e série, XXV, p. 896.

Digitized by Google

Fig. 452.

Fig. 453.

Fig. 454.

Fig. 455.

Fig. 456.

Fig. 457.

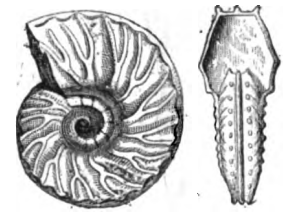

Fig. 458.

Fig. 452. Dent d'*Hesperornis*, du crétacé américain. — Fig. 453. Vertèbre d'*Ichthyornis dispar*, Marsh., du même gisement. — Fig. 454. Dent de *Ptychodus*, de la craie blanche. — Fig. 455. *Belemnites* (*Actinocamax*) *plenus*, Blainv., du cénomanien supérieur. — Fig. 456. *Belemnitella quadrata*, Schlot., du campanien. — Fig. 457. *Ammonites* (*Acanthoceras*) *rotomagensis*, Defr., du cénomanien. — Fig. 458. *Amm.* (*Schlœnbachia*) *varians*, Sow., du cénomanien.

Fig. 459.

Fig. 460.

Fig. 462.

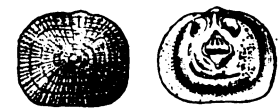

Fig. 464.

Fig. 463.

Fig. 465.

Fig. 461.

Fig. 466.

Fig. 467.

Fig. 459. *Baculites anceps*, Lam., du maëstrichtien. — Fig. 460. *Turrilites costatus*, Lam., du cénomanien. — Fig. 461. *Scaphites æqualis*, Sow., de la craie de Rouen. — Fig. 462. *Rhynchonella Cuvieri*, d'Orb., du turonien. — Fig. 463. *Terebratulina gracilis*, d'Orb. (grossie deux fois), du turonien. — Fig. 464. *Crania parisiensis*, Defr., du sénonien. — Fig. 465. *Ostrea* (*Ceratostreon*) *Matheroni*, d'Orb., de la craie de Royan. — Fig. 466. *O. lateralis*, Nil., du cénomanien. — Fig. 467. *O.* (*Alectryonia*) *carinata*, Lam., du cénomanien.

Digitized by Google

Parmi les céphalopodes, les bélemnites sont encore assez nombreuses, représentées surtout par les genres *Actinocamax* (fig. 455) et *Belemnitella* (fig. 456). Les ammonitidés, destinés à disparaître avec la fin de la période, offrent des ammonites des sous-genres *Acanthoceras* (fig. 457), *Schloenbachia*, *Prionotropis* et, ce qui est remarquable, de véritables *cératites* (*Buchiceras*), semblables aux

Fig. 468.

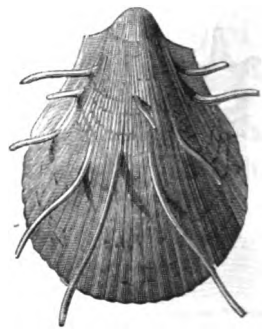

Fig. 469.

Fig. 468. *Ostrea* (*Exogyra*) *columba*, Lamk., des marnes à ostracées. — Fig. 469. *Spondylus spinosus*, Desh., du sénonien.

cératites triasiques. On observe aussi beaucoup de céphalopodes à tours déroulés, *Turrilites* (fig. 460), *Scaphites* (fig. 461), *Heteroceras*, *Hamites*, et un genre très caractéristique de la période, celui des *Baculites* (fig. 459) à coquille entièrement droite.

Au nombre des brachiopodes, il convient de signaler comme très fréquents les

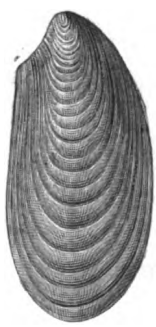

Fig. 470.

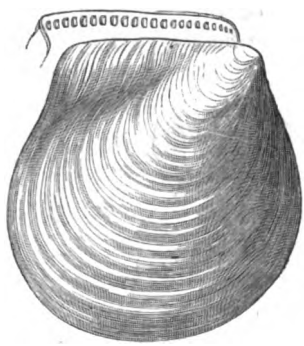

Fig. 471.

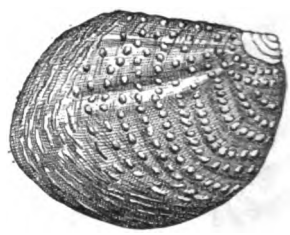

Fig. 472.

Fig. 470. *Inoceramus labiatus*, Schlot. (*I. problematicus*, *I. mytiloides*), du turonien. — Fig. 471. *Inoc. Brongniarti*, Sow., du sénonien. — Fig. 472. *Trigonia dædalea*, Park., du cénomanien.

genres *Rhynchonella* (fig. 462), *Terebratula*, *Terebratulina* (fig. 463), *Terebratella*, *Terebrirostra*, *Kingena*, *Magas*, *Crania* (fig. 464), etc.

Certaines couches crétacées sont très riches en ostracées, *Ostrea* ou *Exogyra* (fig. 465 à 468), ainsi qu'en représentants des genres *Spondylus* (fig. 469), *Trigonia* (fig. 472) et surtout *Inoceramus* (fig. 470, 471). Mais la famille la plus

Digitized by Google

caractéristique de la période est celle des *Rudistes*, animaux voisins des chamacés et édifiant des assises calcaires par l'accumulation de leurs épaisses coquilles, munies d'opercules à dents très curieuses. Tels sont les *Sphærulites* (fig. 473, 474),

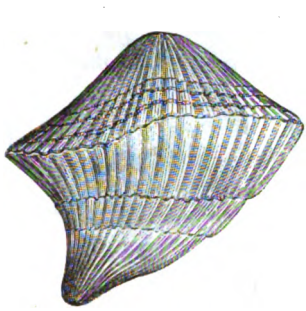

Fig. 473.

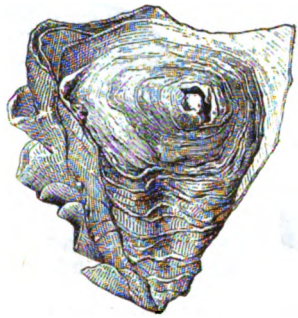

Fig. 474.

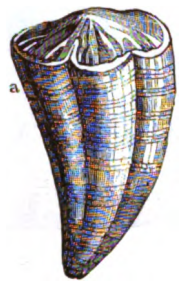

Fig. 475.

Fig. 473. *Sphærulites angeiodes*, Lamk., sp., du sénonien. — Fig. 474. *Sphærulites alatus*, d'Orb., de la craie de Royan. — Fig. 475. *Hippurites organisans*, Desm., des calcaires à hippurites.

Hippurites (fig. 475), *Radiolites* (fig. 476), etc., à côté desquels doivent être mentionnés, en fait de chamacés, les genres *Caprina*, *Caprotina*, *Plagioptychus*. Il y a peu de chose à dire des gastropodes, la craie ayant offert jusqu'ici peu de

Fig. 476.

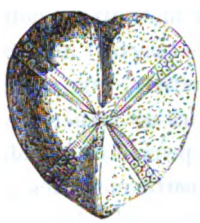

Fig. 477.

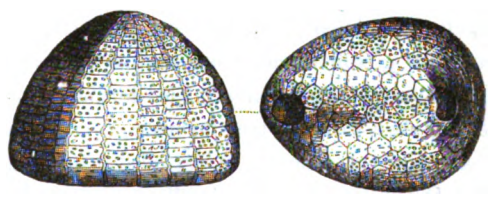

Fig. 478.

Fig. 479.

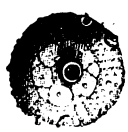

Fig. 480.

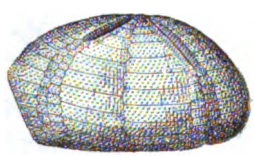

Fig. 481.

Fig. 482.

Fig. 476. *Radiolites* (*Biradiolites*) *cornupastoris*, Desm., sp., du turonien. — Fig. 477. *Micraster coranguinum*, Klein, du campanien. — Fig. 478. *Ananchytes ovata*, Lam. (*Echinocorys vulgaris*, Breyn.), du campanien. — Fig. 479. *Offaster pilula*, Ag. sp., du campanien. — Fig. 480. *Salenia personata*, Ag., du cénomanien. — Fig. 481. *Micraster cortestudinarium*, Goldf., du santonien. — Fig. 482. *Parasmilia centralis*, Mant., de la craie blanche.

dépôts d'un caractère vraiment littoral : mais les bryozoaires sont abondamment représentés, surtout les *Eschara*, véritables animaux constructeurs.

La faune de la craie abonde en oursins, notamment *Micraster* (fig. 477, 481), *Ananchytes* (fig. 478), *Offaster* (fig. 479), *Hemiaster*, *Echinoconus* (fig. 483), *Discoidea*, *Salenia* (fig. 480), *Cidaris*, *Cyphosoma*, *Cassidulus*, *Rhynchopygus*, *Nu-*

Digitized by Google

cleolites, etc. Les polypiers y sont plus rares que dans les dépôts oolithiques, bien qu'on observe de nombreux individus des genres *Cyclolites* (fig. 484), *Trochosmi-*

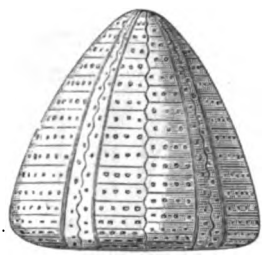

Fig. 483.

Fig. 484.

Fig. 483. *Echinoconus conicus*, Breyn. (*Galerites albogalerus*, Lam.), du sénonien.
Fig. 484. *Cyclolites ellipticus*, Lam., de la craie de Gosau.

lia, *Parasmilia* (fig. 482), etc. Mais les foraminifères jouent un très grand rôle, soit dans la craie blanche à *Globigerina*, soit dans les dépôts à *Orbitolina*, *Orbitoides* et à *Siderolithus*.

Flore crétacée. — Le caractère de la flore crétacée consiste dans l'apparition des plantes dicotylédones angiospermes. Dès lors la flore européenne présente la juxtaposition de deux catégories de types, les uns destinés à disparaître ou à être refoulés vers le sud, les autres devant former le fonds de notre végétation indigène (1). Ainsi les peupliers, les hêtres, les lierres, les châtaigniers et les platanes y sont associés aux palmiers, aux lauriers, aux pandanées. D'ailleurs l'ampleur presque générale des formes végétales de la période indique un ensemble de conditions très favorables au développement du monde des plantes.

Aux dicotylédones de la période crétacée appartiennent les genres *Credneria* (fig. 487), *Hymenea*, *Aralia*, *Magnolia*, *Hedera* (fig. 485), *Platanus*, *Liriodendron*,

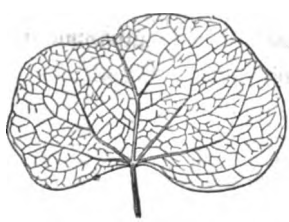

Fig. 485.

Fig. 486.

Fig. 487.

Fig. 485. *Hedera primordialis*, Sap. du cénomanien de Bohême. — Fig. 486. *Araucaria Toucasi*, Sap. du sénonien du Beausset. — Fig. 487. *Credneria triacuminata*, Hampe, du sénonien du Hartz.

Sassafras, *Protophyllum*, *Ficus*, *Populus*, *Salix*, etc., tandis que les conifères sont des *Araucaria* (fig. 486), *Abietites*, *Sequoia*, *Cyparissidium*, *Salisburia*, etc.,

(1) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 204.

Digitized by Google

et que les palmiers offrent le genre *Flabellaria* avec un autre, voisin du dattier. Citons encore des fougères à aspect jurassique, *Lomatopteris*, et des cycadées, *Cycadites*.

Tandis que, par ses fossiles marins, la période crétacée appartient encore au groupe secondaire, le caractère de sa flore oblige à la considérer comme le début de l'ère *néophytique* (1).

§ 2

LE SYSTÈME CRÉTACÉ DANS LA NORMANDIE ET L'ILE-DE-FRANCE

Disposition générale des couches. — La vallée de la Seine offre, quand on la remonte à partir de l'embouchure du fleuve, une bonne coupe ou plutôt une série de bonnes coupes du système crétacé. Non seulement le relèvement général vers l'ouest du bassin parisien amène au jour, dans les falaises normandes, la base du système, mais plusieurs accidents, tels que la faille de Rouen et celle de Villequier, permettent d'apprécier les transformations que subissent les divers étages en approchant du centre du bassin. A peu de distance de la vallée de la Seine, la déchirure du Pays de Bray fournit à cet égard des indications encore plus continues et plus complètes.

En outre, les falaises qui limitent l'Ile-de-France laissent apercevoir, à leur pied, les assises crétacées supérieures, et il suffit de s'en écarter très peu, dans la direction de la Picardie, pour voir arriver à la surface, à la faveur d'une série de plissements, les couches voisines de la base du système.

Craie glauconieuse. — L'étage cénomanien est très développé au voisinage de l'embouchure de la Seine, où on le voit déborder les assises infracrétacées et recouvrir directement, en quelques points, les couches jurassiques.

Cet étage, puissant de 50 à 60^{m} et formant à lui seul toute la partie supérieure des falaises de la Hève, est caractérisé par la *glauconie*, hydrosilicate de fer et de potasse, distribué dans la craie sous la forme de petits grains verts, souvent très nombreux, d'où le nom de *craie glauconieuse*, employé pour désigner le cénomanien de Normandie (2). La base en est généralement constituée par une assise de marne glauconieuse, parfois sableuse, avec petits nodules phosphatés. Cette couche meuble, épaisse de 2 à 4^{m} et reposant sur l'argile albienne, constitue un niveau d'eau très régulier dans tous les points de la Seine-Inférieure où elle est à découvert. Au-dessus vient une craie dure mouchetée de glauconie, avec silex gris offrant la texture des spongiaires; quelques lits, plus chargés de glauconie, tranchent sur les autres par leur teinte verte prononcée. A la Hève, cet en-

(1) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 160.

(2) Brongniart l'avait distingué sous le nom de *craie chloritée*, à l'époque où l'on croyait que les grains verts étaient formés de chlorite. Le même étage porte souvent aussi le nom de *craie de Rouen* et M. Coquand en a fait le type de son étage *rotomagien*.

Digitized by Google

semble de lits glauconieux, puissant d'une dizaine de mètres, supporte 15m d'une craie grise à gros silex noirs en bandes régulières, et le tout est couronné par 20m d'un véritable tuffeau, c'est-à-dire d'une craie grise, micacée, rude au toucher, contenant des silex gris généralement recouverts d'une enveloppe jaune. Cette craie grise manque à Rouen, où la couche fossilifère du sommet couronne un ensemble tout entier glauconieux. A Saint-Jouin, la craie grise à silex jaunâtres n'a que 11m et les couches chargées de glauconie arrivent jusqu'à sa base. En tout cas, presque partout, le sommet de l'étage est formé par un lit de craie à parties noduleuses durcies, dont la surface présente une teinte verte nuancée de rouille et où l'analyse révèle la présence de l'acide phosphorique.

Dans le Pays de Bray, le cénomanien est moins épais que dans la vallée de la Seine; la glauconie n'y est répandue que dans l'assise meuble de la base, épaisse de 2 à 3m et par-dessus laquelle apparaît une craie, simplement marneuse dans le sud du Bray, se chargeant de silex aux environs de Forges et finissant par devenir, aux abords de Neuchâtel, une craie grise à silex extérieurement jaunâtres, comme ceux de la Hève.

M. Hébert a divisé la craie glauconieuse en trois zones, qui sont, à partir de la base, la zone à *Holaster suborbicularis*, la zone à *H. nodulosus* (*H. carinatus*) et la zone à *H. subglobosus*. Quant à la couche noduleuse du sommet, que quelques auteurs attribuent à l'étage turonien, elle constitue le gisement de *Belemnites* (*Actinocamax*) *plenus*.

Les fossiles abondent généralement dans la craie glauconieuse, surtout dans les couches exemptes de silex gris-jaunâtres. Les espèces les plus caractéristiques sont : *Ammonites navicularis*, *A. Mantelli*, *A. rotomagensis*, *A. Lewesiensis*, *A. varians*, *A. Gentoni*, *Turrilites costatus*, *T. tuberculatus*, *Scaphites æqualis*, *S. obliquus*, *Belemnites minimus*, *Ostrea conica*, *Spondylus striatus*, *Inoceramus striatus*, *Pecten asper*, *Janira quinquecostata*, *Avellana cassis*, *Terebratula biplicata*, *Terebrirostra lyra*, *Rhynchonella compressa*, *Discoidea subuculus*, *Salenia petalifera*, *Cidaris vesiculosa*, *Epiaster crassissimus*, *Discoidea cylindrica*, *Pseudodiadema variolare*.

La couche à fossiles de la côte Sainte-Catherine, à Rouen, représente un horizon assez élevé dans l'étage cénomanien. Réunie aux couches à silex du Bray, elle peut servir à former, avec la zone à *Bel. plenus*, un sous-étage où les *Amm. Gentoni* et *A. cenomanensis* sont les ammonitidés les plus répandus (1).

Craie marneuse. — L'étage turonien, ou *craie marneuse* de Brongniart (craie à *Inoceramus labiatus* de divers auteurs), est formé d'une craie tendre, non traçante, un peu argileuse, tantôt dépourvue de silex, comme dans le Bray, tantôt offrant, comme à Rouen, au milieu de l'étage, une zone à silex noirs, généralement de faibles dimensions. L'épaisseur de la craie marneuse est, en moyenne, de 60 à 70m, et l'on y voit régner, du haut en bas, *Inoceramus labiatus* (*I. pro-*

(1) Douvillé, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 317.

Digitized by Google

blematicus). Mais ce fossile, sous sa forme typique, est surtout abondant à la base, où, dans une craie avec veines argileuses verdâtres, on recueille aussi de grandes ammonites, *A. nodosoides*, *A. rusticus*, *A. catenus*, *A. Woolgari*. La zone moyenne renferme *Echinoconus subrotundus*, *Rhynch. Cuvieri*, *Terebratula semiglobosa*. Enfin la zone supérieure est le gisement de *Terebratulina gracilis*. Cette zone se charge d'ailleurs peu à peu de silex et passe à la craie blanche proprement dite par une assise où *Ter. gracilis* est associée à *Micraster breviporus* et *Holaster planus*. Les ammonitidés, destinés à disparaître presque entièrement dans la craie blanche parisienne, se montrent encore à ce niveau sous la forme des *Amm. Prosperianus* et *Scaphites Geinitzi*.

Épaisse de 70^{m} entre Dieppe et le Tréport, la craie turonienne n'a plus que 45^{m} à Fécamp et 12^{m} à Saint-Jouin. Il est, d'ailleurs, la plupart du temps, impossible de tracer une ligne de démarcation nette entre cet étage et celui qui lui succède, la craie marneuse perdant peu à peu ses caractères pour devenir une véritable craie blanche. C'est surtout à la base et dans la partie moyenne de l'étage que sont ouvertes les carrières de pierre à chaux de la région normande.

Craie blanche. — L'étage sénonien est formé par la *craie blanche* des auteurs, laquelle débute, en général, par une assise où les silex noirs ont une enveloppe assez épaisse d'un blanc rosé. Au-dessus vient une craie à silex rares, mouchetée de taches grisâtres plus dures que le reste de la masse et offrant, à Vernonnet, au Bas-Caumont, aux Andelys, à Louviers, à Beaumont-le-Roger, ainsi qu'en Picardie, aux environs de la Faloise, des couches propres à la construction des édifices. C'est la *craie noduleuse*. En beaucoup d'endroits, notamment dans les falaises voisines d'Étretat et de Fécamp, on voit, au-dessus de la craie noduleuse, une craie à *silex zonés*, où les lits de silex, souvent épais de plus de 0^{m},20, sont continus et offrent une structure zonée très caractéristique.

C'est alors qu'apparaît la véritable *craie blanche*, c'est-à-dire traçante, développée à la côte de Canteleu, près de Rouen, avec silex caverneux et cariés, et quelquefois interrompue par des bancs dolomitiques, comme à Beynes. En Pi-

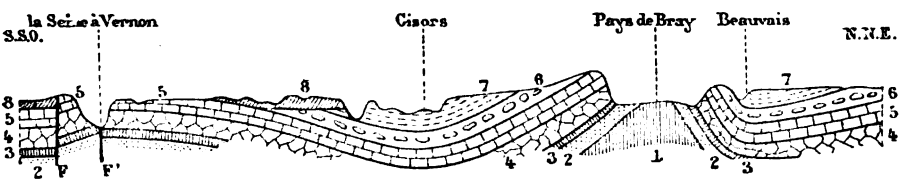

Fig. 488. — Coupe de Vernon à Beauvais (d'après M. Hébert).

1, sables infracrétacés; 2, sables verts et gault; 3, craie glauconieuse; 4, craie marneuse; 5, craie blanche à *Micraster cortestudinarium*; 6, craie blanche à *M. coranguinum*; 7, craie blanche à Bélemnitelles; 8, couches tertiaires; F, F', failles.

cardie, cette assise est généralement dépourvue de silex. Enfin, à Gisors, à Mantes, à Beauvais, à Laon, etc., affleure (fig. 488) une nouvelle assise de craie, à silex rares ou sans silex, d'un blanc généralement moins éclatant que celui de la

Digitized by Google

craie de Canteleu. C'est la craie à *bélemnites*, dont les couches inférieures s'observent à Beauvais, à Laon et à Compiègne, tandis que les assises les plus élevées sont visibles à Meudon, et qui forme le sous-étage *campanien*, le reste appartenant au *santonien*.

La craie blanche santonienne est sans silex en Champagne. Il en est de même de la craie à bélemnitelles. En revanche, dans l'Yonne, aux environs de Sens, où d'Orbigny a pris le type de son étage sénonien, les silex redeviennent abondants et les divers horizons fossilifères se distinguent fort bien les uns des autres (1). Dans cette région, on compte 250^{m} de craie blanche, depuis la base jusqu'à la véritable craie de Meudon à *Micraster Brongniarti*. La continuité semble absolue entre les diverses assises de cet ensemble, comme aussi entre le sénonien de l'Yonne et la craie turonienne, puissante auprès de Sens de 125^{m}.

Il y a, du reste, une continuité minéralogique complète entre les diverses assises de la craie blanche. Cependant, à l'ouest du méridien de Paris, qu'elle dépasse d'ailleurs très peu, la craie à bélemnitelles fait exception à cette règle. En effet, M. de Mercey a signalé à Hardivilliers près Breteuil (Oise), à Beauval près Doullens (Somme), enfin à Dreuil-Hamel près Hallencourt (Somme), des lambeaux d'une craie grise très fossilifère, à *Bel. quadrata*, fort différente de la craie blanche qui la supporte et offrant un caractère littoral prononcé (2).

La puissance de la craie, dans le bassin de Paris, est considérable. A Gisors, les sondages n'indiquent pas moins de 180^{m} de craie blanche et les puits artésiens de Paris en ont rencontré plus de 360^{m}.

Divisions paléontologiques de la craie blanche. — La masse, en apparence si homogène, de la craie blanche, a pu être subdivisée en horizons, grâce à l'étude attentive de la répartition des espèces fossiles. La connaissance de cette répartition, à laquelle les travaux de MM. Hébert (3) et de Mercey (4) ont surtout contribué, permet aujourd'hui de reconnaître les assises suivantes :

3. Craie à bélemnitelles (campanien).	Craie à *Belemnitella mucronata.*	Craie de Meudon, à *Micraster Brongniarti* et *Ostrea vesicularis.*	
		Craie de Compiègne à *Magas pumilus.*	
	Craie à *Belemnitella quadrata.*	Craie à *Micraster glyphus.*	
		Craie de Reims à *Bel. quadrata.*	
2. Craie à *Micraster coranguinum.*		Craie magnésienne et craie à *Marsupites.*	Santonien.
1. Craie à *Micraster cortestudinarium.*		Craie blanche à *Echinoconus conicus.*	

L'assise 1, qui comprend les couches noduleuses de la vallée de la Seine, renferme *Cidaris clavigera, C. subvesiculosa, C. sceptrifera, C. hirudo, Spondylus spinosus, Rhynchonella plicatilis, Ananchytes gibba.* Dans ses parties supérieures, *Micraster cortestudinarium* est remplacé par *Micraster (Epiaster) gibbus.*

(1) Voir Lambert, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 202.
(2) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XX, p. 635 ; 3e série, VII, p. 366.
(3) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XX, p. 605 ; XXIX, p. p. 446, 583.
(4) *Bull. de la Soc. géol. de France*, XX, p. 631.

Digitized by Google

L'assise 2 qui, avec la précédente, forme le sous-étage santonien, est la moins riche en fossiles; elle renferme *Actinocamax verus*, *Echinoconus conicus*, *Lima Hoperi*, *Inoceramus involutus*, *Bourgueticrinus ellipticus*, *Marsupites ornatus*, avec les mêmes brachiopodes et les mêmes *Cidaris* que l'assise 1. Un fait très remarquable est le développement que prennent, au sommet de la craie à *Micr. coranguinum*, les accidents magnésiens. Il en résulte une craie jaune, dure, piquetée, comme celle de Beynes et de Rolleboise, ou même, comme à Bimont, près de Breteuil, un sable jaune avec rognons dolomitiques à cassure spathique, dont on voit le passage progressif à la craie blanche, de laquelle ce sable dérive, sans doute, par l'action de sources minérales contemporaines du dépôt (1).

La craie à *Belemnitella quadrata* contient les *Offaster pilula*, *O. corculum*, *Micraster glyphus*, *Spondylus æqualis*, *Crania parisiensis*, qui d'ailleurs peuvent remonter un peu plus haut, tandis que la partie supérieure de la craie à *Bel. mucronata* renferme à Meudon, en fait d'espèces qui lui sont propres, *Mosasaurus Camperi*, *Leiodon anceps*, plusieurs *Aptychus*, quelques vestiges des genres *Ammonites*, *Ancyloceras*, *Hamites*, *Scaphites*, ainsi que *Terebratella parisiensis*, *Terebratula carnea*, *T. Heberti*, *Rhynchonella octoplicata*, *R. limbata*, *Ostrea vesicularis*, *O. semiplana*, *Ananchytes ovata*, *Micraster Brongniarti*, *Cyphosoma corollare*, *Cidaris pleracantha*, *C. serrata*. Il y faut ajouter de nombreux bryozaires et des poissons, *Corax pristodontus*, *Otodus appendiculatus*, etc. Plusieurs de ces fossiles établissent une certaine liaison entre la craie de Meudon et les couches daniennes de Maëstricht (2).

Calcaire pisolithique. — Le système crétacé ne se termine pas, dans la région qui nous occupe, avec la craie de Meudon. A Meudon même, on voit reposer en concordance, sur la partie supérieure, jaunie, durcie et caverneuse de cette craie, une couche, épaisse de 2 à 3^{m}, d'un calcaire jaune en petits grains arrondis, qualifié de *calcaire pisolithique* et formé, en grande partie, de débris de coquilles. Étudiée pour la première fois en 1838 par Ch. d'Orbigny, la faune de ce calcaire a été reconnue en 1846 par Desor comme équivalente à celle de la craie de Danemark.

Les affleurements du calcaire pisolithique sont toujours très limités; on n'en observe que des lambeaux, dont les principaux sont ceux de Meudon, de Bougival, de Vigny, de Laversine, d'Ambleville, de Montainville, de Flins, ceux des environs de Montereau, enfin ceux de Faloise et du Mont-Aimé, près de Vertus. Plusieurs de ces gisements, notamment ceux de Vigny et de Laversine, offrent cette particularité d'être non seulement superposés, mais encore *adossés* à la craie, comme s'ils s'étaient formés au pied d'escarpements. A Laversine, près de Beauvais, le lambeau pisolithique a 100^{m} de long sur 10^{m} de large et 10 ou 12^{m} de hauteur. La roche, qui n'est plus exploitée, est un calcaire friable, celluleux, formé de fossiles brisés. On y trouve quelques silex cornés, grisâtres, se

(1) N. de Mercey, *loc. cit.*
(2) Voir plus loin.

Digitized by Google

fondant avec la masse encaissante. A Vigny, on compte 25m d'une roche en partie concrétionnée, formée de petits fragments de calcaire blanc, terreux, enveloppés et cimentés par du calcaire spathique; les moules de fossiles, encroûtés de calcaire, y abondent, notamment les radioles de *Cidaris* et les polypiers. A Ambleville, la roche est friable, à grain fin, d'un beau blanc, durcissant à l'air. Le calcaire pisolithique de Faloise près de Vertus, recherché pour les constructions à cause de la facilité avec laquelle il se taille au sortir de la carrière, a une puissance qui varie de 20 à 25m. Compact au sommet, il est, dans presque toute sa masse, blanc jaunâtre, celluleux et composé de moules de fossiles. Dans les environs du Mont-Aimé, la puissance de cette assise, qui parfois contient des silex, varie de 10 à 50m (1).

En résumé, tous les affleurements du calcaire pisolithique ont un caractère littoral très prononcé et témoignent d'un changement notable survenu dans les conditions du bassin parisien, primitivement occupé par la mer sénonienne. A cette période de changement correspondent, dans le nord de l'Europe, des assises daniennes qui ne sont pas représentées aux environs de Paris, où le calcaire pisolithique ne correspond qu'au sous-étage garumnien.

La faune pisolithique comprend : *Nautilus danicus*, *N. Heberti*, *Trochus Gabrielis*, *Cerithium Carolinum*, *C. dimorphum*, *C. uniplicatum*, *Capulus consobrinus*, *Crassatella pisolithica*, *Corbis* (*Fimbria*) *multilamellosa*, *C. sublamellosa*, *Cardium Dutempleanum*, *Lima Carolina*, *Ostrea canaliculata*, *Cidaris Forchhammeri* (*C. Tombecki*), *Goniopygus minor*, etc. Beaucoup de ces espèces ont des affinités tertiaires assez marquées, et ce caractère est encore accusé par la présence de grands cérithes dont les moules sont analogues à ceux du *Cerithium giganteum* du calcaire grossier. On comprend du reste que le calcaire pisolithique, dépôt évidemment littoral, offre une faune très différente de la craie pélagique sous-jacente, à laquelle d'ailleurs il n'a pas succédé sans interruption, le sous-étage maëstrichtien faisant défaut à Paris. Au Mont-Aimé, le calcaire pisolithique contient des poissons et des reptiles, en particulier *Gavialis macrorhynchus*.

Calcaire à baculites. — Nous avons dit qu'entre la craie de Meudon et le calcaire pisolithique il y avait certainement une lacune. A cette lacune, remplie par le sous-étage maëstrichtien, correspond le *calcaire à baculites* du Cotentin. Ce calcaire, qui repose sur 4 ou 5m d'un grès vert à *Orbitolina*, possède une puissance moyenne de 15 à 20m et débute ordinairement par un lit de poudingue à galets de roches anciennes. La masse principale est formée de bancs calcaires jaunes, durs, compacts, alternant avec des lits sableux plus blanchâtres (2).

Les affleurements du calcaire à baculites sont très clairsemés. Les principaux se trouvent à Fresville, Picauville, Orglandes, Golleville, Néhou. La faune, intimement liée à la fois à celle de la craie de Meudon et à celle de Maëstricht, com-

(1) D'Archiac, *Hist. des progrès de la Géologie*, IV, p. 231.
(2) Dollfus et Vieillard, *Terrains tertiaires et crétacés du Cotentin*, 1876.

Digitized by Google

prend surtout : *Mosasaurus Camperi*, *Scaphites constrictus*, *Baculites anceps*, *Amm. Gollevillensis*, *Ostrea vesicularis*, *Janira quadricostata*, *Pinna cretacea*, *Crania antiqua*, *C. Ignabergensis*, *Temnocidaris Baylei*, *Hemiaster prunella*, *Rhynchopygus Marmini*, *Cassidulus lapiscancri*, *Caratomus avellana* et de nombreux bryozoaires.

§ 3

LE SYSTÈME CRÉTACÉ DANS LE NORD DE LA FRANCE

Cénomanien et turonien du Boulonnais. — Le cénomanien se présente avec un remarquable développement dans la falaise du cap Blanc-Nez (fig. 489),

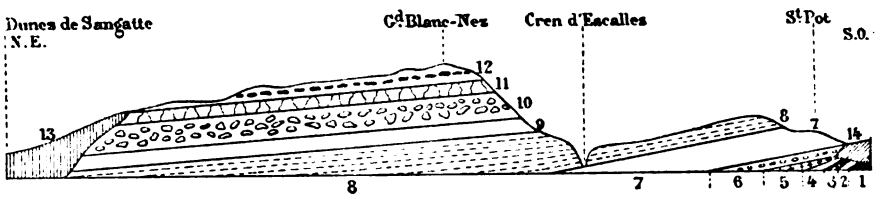

Fig. 489. — Coupe des falaises du cap Blanc-Nez (d'après MM. Barrois et Chelloneix).

1, argile glauconieuse à *O. aquila*; 2, grès et sables verts; 3, couche de nodules phosphatés à *Amm. mamillaris*; 4, gault à *Amm. interruptus*; 5, argile verdâtre à *Amm. inflatus*; 6, marne glauconieuse (*Chloritic marl*); 7, craie à *Amm. varians*; 8, craie à *Amm. rotomagensis*; 9, craie à *Belemn. plenus*; 10, craie noduleuse, à *Inoc. labiatus*; 11, craie à *Tereb. gracilis*; 12, craie à silex, à *Micraster breviporus*; 13, limons et graviers; 14, dunes de Wissant.

où la plus grande partie de sa masse est à l'état de marne crayeuse (*chalk mark* des Anglais), dépourvue de silex et d'autant plus argileuse qu'on se rapproche de sa base, exploitée pour la fabrication du ciment aux environs de Boulogne-sur-Mer. Des bandes grises, parallèles à la stratification et alternant avec des zones plus claires, lui donnent un aspect caractéristique. On y peut distinguer :

4. Craie marneuse à *Belemn. plenus* (10m).
3. Craie marneuse à *Amm. rotomagensis* (20m).
2. » » *Amm. varians* (30m).
1. Marne glauconieuse à *Amm. laticlavius* (1m50 à 2m).

La marne glauconieuse, à nodules de phosphate de chaux, contient *Amm. laticlavius*, *A. navicularis*, *A. varians*, *Terebratula Dutempleana*, *T. semiglobosa*, *Discoidea subuculus*, etc. La deuxième assise, très argileuse, bleuâtre et imperméable à sa base, où s'observe *Plocoscyphia mœandrina*, est celle dans laquelle on a proposé de creuser le tunnel sous-marin entre la France et l'Angleterre. Avec *Amm. varians*, elle contient *Turrilites tuberculatus*, *T. costatus*, *Amm. Mantelli*, *Terebratulina striata*. La troisième assise renferme *Amm. rotomagensis*, *A. cenomanensis*, *A. Lewesiensis*, *Holaster subglobosus*; sur le pourtour du Boulonnais elle abonde en petits brachiopodes, notamment en *Kingena*.

L'assise à *Bel. plenus* est une marne jaunâtre qui se relie intimement à la

Digitized by Google

masse qu'elle recouvre. D'ailleurs elle supporte en parfaite concordance la craie turonienne, en sorte qu'il semble impossible d'admettre qu'il y ait eu, entre ces deux dépôts, une discontinuité quelconque. M. Douvillé a proposé (1) de réunir la marne à *Bel. plenus* aux marnes immédiatement sous-jacentes, à *Kingena*, *Amm. cenomanensis* et *Amm. Gentoni*, et de regarder cet ensemble comme l'équivalent des sables du Perche (2). Cette solution, qui fournit, dans le nord de la France, la représentation du sous-étage *carentonien*, comme l'indiquait M. Coquand (3), nous paraît devoir être adoptée. Nous constaterons d'ailleurs qu'en suivant le bord méridional du bassin parisien, on voit le faciès sableux envahir peu à peu d'abord le sommet, puis la totalité du cénomanien.

Le turonien du cap Blanc-Nez comprend :

5. Craie dure, sableuse et fossilifère, à gros silex, avec *Holaster planus* et *Amm. Prosperianus* (4m).
4. Craie blanche à silex rosés, avec *Inoceramus Brongniarti* et *Rhynchonella Cuvieri* (8m).
3. Craie blanche compacte, à silex rares, avec *Tereb. gracilis* (10m).
2. Craie blanche verdâtre, avec veines vertes ondulées, en grandes assises (20m).
1. Craie verdâtre, avec veines argileuses et nombreux nodules très durs, régulièrement disséminés dans toute la masse (20m).

L'assise n° 1 est la plus fossilifère; elle renferme *Amm. nodosoides*, *Inoceramus labiatus*, *Rhynch. Cuvieri*, *Echinoconus subrotundus*, *Discoidea infera*, *Cardiaster pygmæus*, etc. Ses nodules, s'altérant à l'air beaucoup moins que la masse qui les entoure, demeurent en saillie sur les escarpements et signalent de loin à l'attention la base de la craie turonienne dans les falaises des deux rives du Pas-de-Calais.

Tourtia de la Flandre et du Hainaut. — Tandis que, dans le Boulonnais, la marne glauconieuse du cénomanien succède sans discordance aux marnes albiennes, le cénomanien de la Flandre et du Hainaut affecte ordinairement la forme d'un poudingue glauconieux à galets de quartz, qui repose directement sur les couches primaires. Les mineurs ont donné à ce poudingue, rencontré dans tous les puits de mines de la Flandre, le nom de *tourtia*. Mais il en existe plusieurs horizons. On doit distinguer, selon M. Barrois (4) :

3. B. *Tourtia de Mons* (*nervien* de Dumont, *in part.*), marne glauconieuse, avec ou sans galets, à fossiles phosphatisés ou non et à nombreuses dents de squales, contenant *Bel. plenus*, *Ostrea lateralis*, *O. haliotidea*, *O. carinata*, etc.; se trouve à Autreppe et à Bellignies.
3. A. *Tourtia de Montignies-sur-Roc et de Tournai*, contenant la faune des Grès du Maine (*Codiopsis doma*, *Catopygus columbarius*, radiolites, caprotines, etc.), poudingue très cohérent, à gros cailloux de grès et de psammites, avec fossiles à surface rougeâtre, jaunâtre ou jaune verdâtre (au plus 1m,50).
2. *Tourtia d'Assevent et des mineurs du Pas-de-Calais;* marne glauconifère à nodules phosphatés, avec *Amm. varians*.
1. *Tourtia de Sassegnies* (et sables verts d'Avesnes), marne à galets (*Gompholithe*), avec *Ostrea vesiculosa*, *Pecten asper*, *Cidaris vesiculosa*.

Encore conviendrait-il d'ajouter à ces divers horizons, qui comprennent tout

(1) *Carte géologique détaillée*, notice de la feuille de Boulogne.
(2) Voir plus loin, p. 960.
(3) *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 311.
(4) *Ann. Soc. géol. du Nord*, V, p. 336. Cornet et Briart, *Mém. Soc. des sciences du Hainaut*, 1866, Description du t. crétacé du Hainaut, 1864.

Digitized by Google

l'ensemble du cénomanien, celui du *Sarrasin de Bellignies* et d'Houdain, roche de sable, de débris de fossiles et de limonite à ciment calcaire, dont la faune paraît plus ancienne que celle de la zone à *Pecten asper*.

Il n'est pas certain que le tourtia de Montignies-sur-Roc (ancien *hervien* supérieur de Dumont), soit inférieur à celui de Mons. Les relations de ces deux dépôts n'ont pu encore être établies avec certitude. Les brachiopodes, notamment *Terebratula nerviensis*, abondent dans le premier, avec *Tereb. biplicata* et *Rhynchonella Lamarcki*.

Cénomanien des Ardennes, de la Champagne et de la Bourgogne. — Le cénomanien de la région ardennaise offre une composition assez particulière. M. Ch. Barrois (1) y reconnaît quatre divisions.

4. Marne blanche de l'Argonne et marne glauconieuse de la Thiérache, à *Belemnites plenus* (5 à 10m).
3. Marne glauconieuse à fossiles transformés en phosphorite blanchâtre, *Arca Passyana*, *A. Mailleana*, *Kingena lima*, *Venus faba*, etc. (3m).
2. Sables glauconieux de la Hardoye (4 à 5m), avec *Ostrea conica*, *O. lateralis*, *Pecten hispidus*, *P. laminosus*.
1. Marne grise de Givron (30m) à *Amm. varians*, *A. falcatus*, *Pecten elongatus*, *P. asper*, *Terebratulina striata*, *T. rigida*, *Rhynchonella Martini*, *Micranabacia coronula*.

Ces divers termes sont souvent faciles à confondre les uns avec les autres, car il s'agit de dépôts littoraux, presque tous glauconifères et se débordant plus ou moins les uns les autres.

Auprès de Sainte-Menehould, le cénomanien est formé par des sables quartzeux et glauconieux à *Pecten asper*, dépourvus de calcaire, mais contenant des nodules phosphatés exploitables. Leur épaisseur, très variable, atteint sur certains points 30m (2). Au-dessus viennent des marnes, supportant la craie marneuse à *In. labiatus*.

A partir des limites de la Champagne, le cénomanien change de caractères : les zones à *Pecten asper* et à *Amm. laticlavius* ne se retrouvent plus que sous la forme d'une marne, très peu puissante, ne redevenant glauconifère que dans l'Yonne. L'assise à *Holaster subglobosus*, épaisse de 20 à 30m, constitue, dans l'Aube et l'Yonne, ce qu'on a quelquefois nommé la *craie ammonitifère ;* c'est une marne blanchâtre sans silex, où les moules de céphalopodes sont enduits d'une teinte ferrugineuse et qui contient, entre autres, *Amm. rotomagensis*, *A. varians*, *A. Mantelli*, *Inoceramus striatus*. Quant à l'horizon de *Belemnites plenus*, il est encore reconnaissable dans les environs de Vitry, où il contient *Magas Geinitzi*, *Micranabacia coronula*, etc.

Près de Saint-Florentin et de Seignelay, la craie cénomanienne, constituée par une sorte de tuffeau jaunâtre, avec inocérames, *Amm. Mantelli*, *A. falcatus*, *Ostrea Ricordeana*, etc., est assez riche en silex grisâtres et forme une assise homogène où il est difficile d'introduire des subdivisions.

(1) Ch. Barrois, *Ann. Soc. géol. du Nord*, V, p. 320.
(2) Peron, *Assoc. française*, congrès de Reims, 1880.

Digitized by Google

Cénomanien du Berri. — Aux environs de Sancerre, aussi bien sur la rive droite que sur la rive gauche de la Loire, on commence à constater la superposition d'une marne à *Ostrea columba*, *O. biauriculata*, qui vient occuper la place de la zone à *Belemnites plenus*, à une craie plus ou moins sableuse, qui renferme *Holaster subglobosus*. Cette assise elle-même repose sur une craie micacée à *Amm. Mantelli* et *Nautilus elegāns*, glauconieuse à sa partie inférieure, laquelle est en contact avec les sables ferrugineux à *Amm. inflatus* (1).

A la Motte d'Humbligny, la couche à ostracées, tendre et marneuse, a 15^{m} de puissance et renferme *Amm. Gentoni*, *O. columbà*, *O. cf. vesicularis;* mais, au lieu de reposer sur de la craie, elle couronne une assise, puissante de 40^{m}, de sables jaunâtres à mica argentin et de psammites, et ceux-ci, à leur tour, reposent sur un calcaire blanc-grisâtre, à cassure terreuse, renfermant *Corbis cordiformis*, *Janira quinquecostata*, *Trigonia spinosa*, *Amm. Mantelli*, *A. varians*. C'est la base du cénomanien. Ainsi, en s'avançant vers l'ouest, on prend sur le fait l'introduction du faciès sableux au sommet d'un étage qui, jusque-là, s'était montré exclusivement calcaire.

Cette transformation est encore bien mieux marquée à Vierzon (2), où, sous les argiles de la Sologne, on relève la superposition suivante :

4. Marnes argileuses, quelquefois verdâtres, à *O. columba*.
3. Sables avec grès et Trigonies fort rares.
2. Grès et sables avec quelques couches lenticulaires subordonnées d'une gaize à *Amm. Gentoni*, *Rhynch. compressa*, *Catopygus columbarius*.
1. Argile ocreuse de Thenioux et sables glauconieux.

L'assise 1 est d'ailleurs supportée par les argiles panachées de l'albien. Plus à l'ouest encore, à Fortaveau, la couche à ostracées, devenue un sable argileux à grains verts, repose, par un banc à serpules, sur des sables avec bancs calcaréo-sablonneux, à *Amm. cenomanensis*, couronnant eux-mêmes un grès à *Amm. Mantelli*. D'ailleurs on voit les couches à ostracées recouvertes par la craie à *Inoceramus problematicus*. Par là se manifeste, sur la rive gauche de la Loire, la tendance de plus en plus prononcée du cénomanien à prendre la forme sableuse, et l'on est ainsi préparé au type que va revêtir cet étage dans le golfe du Mans, où il repose par transgressivité sur des sédiments beaucoup plus anciens.

Turonien du Nord. Dièves. — Depuis la Flandre jusqu'aux limites de l'Aube, la base du turonien est formée par des marnes très argileuses, grises, bleues ou vertes, que les mineurs du Nord ont désignées sous le nom de *dièves*. Il y a deux assises de dièves : l'une inférieure, plus argileuse, ne contenant guère que *Magas Geinitzi* avec des écailles de poissons et des fragments d'inocérames ; l'autre, plus calcaire et très riche en *Terebratulina gracilis*. La première zone a de 17 à 46^{m} dans le Nord. A la seconde appartiennent les *bleus* et les *faux bleus* des mineurs de Douai, marnes alternant avec des bancs de craie,

(1) Ebray, *Bull. Soc géol. de France*, 2e série, XVIII, p. 176.
(2) Ebray, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XIX, p. 789. — Douvillé, *Notice de la feuille de Bourges*.

Digitized by Google

ainsi que les *fortes-toises* du Hainaut, marnes parfois glauconifères, avec de nombreuses concrétions siliceuses, que recouvrent les bancs à gros silex gris ou *rabots* de Saint-Denis près Mons.

La partie supérieure du turonien, ou zone à *Micraster breviporus* et *Holaster planus*, se suit également depuis les environs de Troyes jusqu'en Flandre. Elle est peu épaisse et assez souvent noduleuse. Dans le Cambrésis, où elle renferme *Scaphites Geinitzi*, on y remarque des silex noirs de forme particulière, dits *Cornus*. C'est à cet horizon que doit être rapportée la craie de Vervins, à *Scaphites? Geinitzi* et *Heteroceras Reussianum*.

Turonien de la Champagne et de la Bourgogne. — Dans l'Aube et l'Yonne, la craie à *Inoceramus labiatus*, épaisse de 15 à 20^{m}, est noduleuse comme au cap Blanc-Nez et contient assez fréquemment de la pyrite.

Quant à la zone à *Terebratulina gracilis*, qui a 20, 30 et parfois même 40^{m}, elle est encore bien nette à Valmy ; mais elle devient de moins en moins argileuse à mesure qu'on se rapproche de la Bourgogne, et, parmi les fossiles qu'on y recueille alors, quelques espèces, telles qu'*Amm. Deverianus*, *A. peramplus*, *Nautilus sublœvigatus*, *Ostrea proboscidea*, méritent d'être notées à cause de l'analogie qu'elles établissent entre la craie à *Ter. gracilis* de l'Yonne et le tuffeau de la Touraine (1).

La zone à *Micraster breviporus* et *Holaster planus* est partout développée à l'état de craie blanche, souvent noduleuse et parfois même phosphatée, comme auprès de Rethel (2). Elle contient peu ou point de silex.

Sénonien de la Flandre et de la Thiérache. — La craie blanche inférieure est glauconifère dans le Cambrésis, où elle a été autrefois exploitée comme pierre de taille, tandis que près de Lille elle est blanche et contient des nodules phosphatés, connus sous le nom de *tun*. C'est sans doute à cette assise que doit être rapportée la craie blanche à silex de Guise et de Vervins, qui contient *Micraster* (*Epiaster*) *brevis*, avec un certain mélange de la faune du turonien supérieur et de celle du santonien.

Le santonien supérieur est fréquemment noduleux et phosphaté dans l'Aisne, où, en certains points, les accidents magnésiens sont aussi bien caractérisés qu'à Breteuil (3), donnant naissance à des rognons dolomitiques dits *buquants*, disséminés dans un sable entièrement formé de petits rhomboèdres de dolomie (4). C'est dans cette assise qu'il convient de ranger les craies dures magnésiennes de Marle et de Montcornet, où la roche, parsemée de *durillons* ainsi que de points noirs d'oxyde de manganèse, donne une bonne pierre de taille.

Au contraire, à Lézennes, près de Lille, le santonien supérieur est blanc, tendre et contient, avec *Inoceramus involutus* et *Belemn. subventricosus*, *Amm.*

(1) Ch. Barrois, *Ann. Soc. géol. du Nord*, II, p. 159.
(2) Meugy, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XIII, p. 604.
(3) Voir plus haut, p. 955.
(4) Ch. Barrois, *Ann. Soc. géol. du Nord*, V, p. 449.

Digitized by Google

Texanus, *A. subtricarinatus*, c'est-à-dire des espèces intéressantes par l'affinité qu'elles dévoilent entre la craie de la Flandre et certaines assises westphaliennes.

§ 4

LE SYSTÈME CRÉTACÉ DANS L'OUEST DE LA FRANCE

Le système crétacé subit, dans l'ouest de la France, un changement de composition très marqué, que nous avait déjà fait pressentir l'apparition des marnes à ostracées et des sables dans le Berri.

Tandis que le cénomanien, presque uniquement constitué à l'état de sables ferrugineux, repose transgressivement sur les assises jurassiques, le turonien et le sénonien se développent sous la forme de craies jaunes, souvent micacées, caractérisées dans le *tuffeau de Touraine* et la *craie de Villedieu*.

Sables du Maine et du Perche. Marnes à ostracées. — Le cénomanien des environs du Mans, dont l'épaisseur totale est de 100 mètres, comprend, dans sa généralité, quatre assises distinctes :

4. Marnes à ostracées (*Ostrea biauriculata*, etc.).
3. Sables cénomaniens supérieurs, dits *sables du Perche*, contenant souvent les trigonies de l'étage inférieur, avec *Ostrea columba*.
2. Sables du Mans, comprenant :
   B. Banc dit *Jalais* et Bancs de la Butte à *Amm. Rotomagensis* et Trigonies.
   A. Bancs de la Gare et de la Trugalle, à *Lima Reichenbachi* et *Anorthopygus orbicularis*.
1. Sables glauconieux à *Pecten asper*.

L'assise 2 peut être remplacée par une véritable craie à *Scaphites æqualis* et *Amm. Rotomagensis*. De même l'assise 1 prend parfois le caractère crayeux, et c'est ainsi que, dans l'est du département de la Sarthe, comme dans l'Orne autour de Bellême et de Mortagne, il n'y a plus qu'une assise de sables (n° 3), intercalée entre deux horizons de marnes, dont l'inférieure, tendre et glauconieuse, contient la faune de Rouen et de la Hève.

A Nogent-le-Rotrou, par exemple, on voit la superposition de sables grossiers ferrugineux à une craie avec *Scaphites æqualis*, qui elle-même recouvre la craie glauconieuse à *Pecten asper*. Mais à Lamnay, entre Nogent et le Mans, on peut constater que des bancs de grès à *Anorthopygus orbicularis* et *Catopygus columbarius* s'intercalent entre deux horizons de craie (1), l'un, supérieur, tuffeau glauconieux à *Scaphites æqualis*, *Amm. varians*, etc. ; l'autre, inférieur, craie glauconieuse et siliceuse avec *Amm. Mantelli*, *Turrilites tuberculatus*, *Pecten asper*.

Enfin, au Mans, tout l'étage, au-dessous des marnes à ostracées, passe à l'état de grès et de sables, avec lentilles de marne schisteuse contenant parfois de très beaux restes de crinoïdes. A la Butte de Sainte-Croix, le banc de Jalais, épais de $1^{m},50$ et formé d'un grès extrêmement caverneux avec *Pecten elongatus*, *Trigonia affinis*, etc., sépare deux masses de sables et de grès.

(1) Guillier, *Bull. de la Soc. géol.*, 2e série, XXVII, p. 442.

Digitized by Google

Dans la masse inférieure, celle des *sables du Maine*, dont la puissance, en certains points, atteint près de 80m, se rencontrent *Trigonia crenulata*, *T. dædalea*, *T. sulcataria*, *Amm. rotomagensis*, *A. cenomanensis*, *A. Mantelli*, *Terebratula biplicata*, *Goniopygus Menardi*, *Archiacia sandalina*, *Catopygus columbarius*, *Anorthopygus orbicularis*, etc. La même assise, à Ballon, renferme *Orbitolina concava*. La masse supérieure des sables du Mans contient *Trigonia spinosa*, *T. sulcataria*, *Janira phaseola*, *Rhynch. compressa*, *Ostrea columba*, *O. diluviana*, et un grand nombre de bryozoaires.

Quant aux marnes à ostracées, elles comprennent, au Mans, 1 mètre de marne blanchâtre glauconieuse à *O. columba*, *O. biauriculata*, que recouvrent des grès et sables argileux à *Ostrea carinata*, *Terebratula phaseolina*, *T. pectita*, *Catopygus carinatus*, etc. (1). A la base des marnes est un lit gréseux à *Radiolites Fleuriausi*, *Caprotina costata*, *C. striata*.

La figure 490 fait connaître la disposition des couches aux environs du Mans, où les assises cénomaniennes reposent directement sur l'oxfordien.

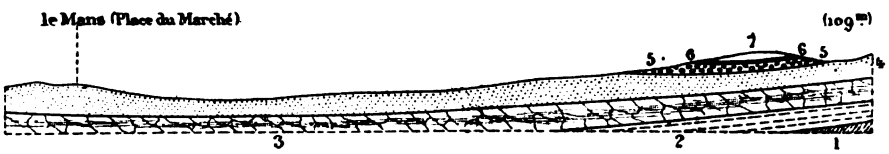

Fig. 490. — Coupe des environs du Mans (d'après M. Guillier).

1, callovien; 2, oxfordien; 3, zone à *Pecten asper*, avec la couche à *O. vesiculosa* à la base; 4, zone à *Scaphites æqualis* et *Anorthopygus orbicularis*; 5, sables du Perche; 6, marnes à ostracées; 7, turonien et argile à silex.

Dans le Perche, les sables supérieurs (*sables du Perche*) sont généralement grossiers, ferrugineux et contiennent des concrétions siliceuses avec *Trigonia crenulata* et *O. columba*. A Ceton, dans l'Orne, la base de l'étage cénomanien est formée par une glauconie argileuse à *Ostrea vesiculosa*, qui renferme, avec des nodules phosphatés, *Amm. inflatus* et *A. auritus*, ce qui permettrait d'y voir un représentant de l'albien supérieur, d'autant mieux qu'à Ballon et au Mans la même couche contient la faune de Blackdown (2).

La composition du cénomanien demeure à peu près la même dans le Loir-et-Cher, où l'on observe (3) :

3. Argile gris verdâtre et sable ou calcaire chlorité à *Ostrea biauriculata* (moins de 4m).
2. Sable et grès ferrugineux jaune de Savigny et de Mondoubleau ou grès bruns dits *roussards* de Sargé, le tout formant la zone du *Scaphites æqualis* (2 à 15m).
1. Argile gris verdâtre ou calcaire très glauconieux à *Pecten asper* (3 à 4m).

Craie tuffeau. — L'élément fondamental du turonien, dans la Touraine, est la *craie tuffeau*, craie un peu jaunâtre, micacée, durcissant à l'air, remarquable par la finesse et l'égalité de son grain, qui la rendent très propre aux

(1) Ed. Guéranger, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, VII, p. 800.
(2) Renevier et Guéranger, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XVI, p. 140.
(3) Abbé Bourgeois, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XIX, p. 652.

Digitized by Google

constructions. Comme exemple de la composition de la *craie de Touraine*, nous donnerons la coupe du Loir-et-Cher, relevée par l'abbé Bourgeois.

II. Zone à *Ammonites peramplus.*
- 5. Tuffeau à *Amm. papalis* (15m).
- 4. Craie sableuse, micacée, à bryozoaires, *Terebratella Bourgeoisi* et *Serpula filosa* (15m).
- 3. Craie noduleuse à *O. columba gigas* (13m), avec *Callianassa Archiaci.*

I. Zone à *Rhynchonella Cuvieri.*
- 2. Craie marneuse grise, tendre, micacée, avec *Rhynchonella Cuvieri.*
- 1. Craie marneuse blanche, onctueuse, micacée, à *Inoceramus problematicus* (2 à 7m) et *Amm. nodosoides.*

La zone I est blanche, peu micacée, à silex noirs parfois changés en jaspe. La zone II est micacée et l'assise 5 est le *tuffeau* proprement dit, exploité en de nombreux points, notamment à Bourré, où l'on y recueille *Amm. Deverianus.*

Mais le turonien ne se termine pas avec le tuffeau de Bourré. Il y faut encore comprendre la craie tuffeau à silex de la Flèche, avec *Radiolites cornupastoris*, *Sphærulites Ponsianus* et *Amm. Requieni*, qui représenterait l'angoumien. En outre, il convient de placer, à la base de la zone à *Rh. Cuvieri*, une zone à *Terebratella carentonensis*, épaisse de 3m dans la Sarthe, où elle contient *Hemiaster nucleus* et *Nucleolites parallelus.* L'ensemble de cette zone et des assises 1 à 5 constitue la *craie micacée* de d'Archiac, tandis que le calcaire à *Amm. Requieni* forme la base de la *craie jaune* du même auteur.

Craie de Villedieu, Craie blanche. — La Touraine et les régions adjacentes ne renferment pas de représentants de l'étage campanien. Le santonien seul y existe, offrant la série suivante :

3. Craie à *Micraster coranguinum* de Blois et de Chartres.
2. Craie à *Micraster cortestudinarium* de Châteaudun.
1. *Craie de Villedieu*, à *Amm. Texanus*, *A. subtricarinatus*, *Micraster turonensis.*

La *craie jaune* de Villedieu n'a qu'une faible épaisseur. Elle débute par 5m d'une craie très tendre, glauconieuse, à silex gris, contenant, avec de gros spongiaires, *Rhynch. vespertilio* et *Spondylus truncatus.* Ensuite viennent 1m de calcaire marneux à nodules siliceux et *Micraster brevis* (*Spatangus turonensis*), puis 1m,20 de craie bréchiforme compacte, à *Ostrea Matheroni*, *Amm. Bourgeoisi*, *Janira quadricostata.* Enfin on observe au sommet 4m d'un calcaire très dur, plus ou moins spathique, avec *Amm. polyopsis* et *Nautilus rotundus.* A Cangey, cette assise contient *Cidaris vindocinensis* et, à Villavard, elle est mélangée de grès à *Ellipsosmilia Bourgeoisi.* Quant à la craie de Châteaudun et de Chartres, elle présente les caractères principaux de la craie blanche du bassin de Paris.

§ 5

LE SYSTÈME CRÉTACÉ DANS LE BASSIN DU RHÔNE

Vallée de la Saône. Jura. — La craie blanche s'est étendue dans la vallée de la Saône, comme en témoignent quelques lambeaux de craie à silex, conservés à la faveur de failles au pied de la côte Châlonnaise. D'ailleurs des *Micraster*

Digitized by Google

en silex, trouvés en divers points sur les premières hauteurs du Morvan, semblent bien attester qu'autrefois la craie blanche, ultérieurement dénudée, recouvrait une notable partie de la région.

A Cuiseaux (Saône-et-Loire), on observe, au-dessus du gault, quelques décimètres d'une argile sableuse, fortement mélangée de parties blanches gaizeuses et contenant la faune de Rouen (1).

Dans l'Ain, près de Leyssard, un lambeau de craie, glauconieux à la base et épais de 30 à 40^{m}, repose sur le gault à *Amm. mamillaris* (2). De même, dans le Jura, M. Bonjour a le premier signalé, près de Lains, par 520^{m} d'altitude, un gisement de craie tendre blanche, à *Echinoconus conicus* et *Micraster*, formant une couche de 4^{m},50 au-dessus d'une craie à silex, avec *Cyclolites ellipticus*.

Quant au cénomanien, il est représenté en quelques points du Jura par une craie sableuse et des sables marneux à *Amm. rotomagensis*, *Scaphites æqualis* et *Holaster subglobosus*, reposant sur une couche de sables bariolés à *Ostrea carinata*.

Dauphiné, Alpes maritimes. — Dans le Dauphiné, le cénomanien se montre sous la forme des grès verts de la Fauge, à *Discoidea cylindrica*, surmontés par des sables à *Amm. varians* et *Turrilites costatus*. Rien n'indique la présence du turonien ; mais une puissante assise de calcaires en dalles, appelés *lauzes*, épaisse de 100^{m}, recouvre le cénomanien et parfois repose directement sur le gault à nodules. A Sassenage, ces lauzes contiennent *Bel. mucronata* (3) et se montrent ainsi l'équivalent des calcaires à silex des environs de Grenoble ainsi que des calcaires plus ou moins crayeux d'Entremont-le-Vieux (Savoie), qui renferment aussi *Ostrea vesicularis*, *Ananchytes ovata*. A la partie supérieure des calcaires à silex, près du Villard de Lans, M. Lory a signalé un calcaire blanc jaunâtre avec *Orbitoides media*, *Ostrea larva*, *Otostoma ponticum*, espèces maëstrichtiennes.

Dans la Drôme et les Basses-Alpes, le sénonien se montre, encore exempt de rudistes, avec *Amm. subtricarinatus*, *A. Pailleteanus*, *Micraster coranguinum*, etc. et il en est de même à la Palarea et au col de Braus, près de Nice, où les calcaires marneux à *Amm. texanus*, *Inoc. Cripsi*, *Micraster coranguinum*, reposent directement sur des couches à *Inoc. labiatus* et *O. columba*.

Cette persistance du type septentrional de la craie contraste avec le changement marqué qui s'opère dans la composition du système, aussitôt que, quittant le pied des Alpes, on pénètre dans la Provence. A ce moment apparaît un type nouveau, destiné à prévaloir dans la zone méditerranéenne jusqu'au Sahara et caractérisé par le grand rôle que jouent, dans la faune, la famille des chamacés et celle des rudistes.

Provence. Cénomanien. — La coupe générale du cénomanien de la Provence comprend cinq assises (4) :

(1) Charpy et de Tribolet, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, X, p. 151.
(2) Benoît, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XVI, p. 114.
(3) Lory, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 58.
(4) A. Toucas, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 310.

Digitized by Google

5. Calcaires supérieurs à *Caprina adversa*.
4. Zone à *Heterodiadema Libycum* et marnes à ostracées, avec dépôts de lignite et calcaire marneux à alvéolines et *Ceratites Vibrayeanus*.
3. Calcaires inférieurs à *Caprina adversa*.
2. Zone à *Anorthopygus orbicularis* et *Pygaster truncatus* (4m).
1. Zone contenant la faune rotomagienne (18m).

A la Bedoule, l'assise 1 est formée de grès grossier et contient les fossiles de Rouen et du Havre, *Amm. Mantelli*, *Pecten asper*, *Holaster suborbicularis*, etc. (1), associés avec *Orbitolina concava* des grès du Maine. L'assise 2 est aussi formée de grès et de sables. Les calcaires à *Caprina adversa* ou à *Ichthyosarcolithes* ont 112m et renferment *Terebrirostra Bargesi*. Au sommet de la série se montrent 6m d'un calcaire marneux avec *Ostrea columba* et *O. flabella*.

A Escragnolles, au contraire, on observe 118m de grès à *Ostrea columba*, sans rudistes ni échinides, reposant sur 45m de grès et de calcaires à faune rotomagienne et ceux-ci couronnent 105m d'argiles et de calcaires avec *Belemn. ultinus*, *Amm. Mantelli*, *Ostrea vesiculosa*, *Orbitolina concava*.

C'est auprès du Beausset qu'on peut constater l'intercalation, au milieu des calcaires à *Caprina adversa*, d'une zone de calcaire un peu marneux, à *Heterodiadema libycum*, *Hemiaster Orbignyanus*, puissante de 8m, recouvrant 7 à 8m de marnes de grès à *O. columba*, *O. biauriculata*, au-dessous desquels se montrent des couches saumâtres à cyclades, potamides et mélanies. Aux Martigues, les calcaires inférieurs à Ichthyosarcolithes font défaut et les huîtres se rencontrent dans la même couche que les oursins de la zone à *Heterodiadema libycum*.

Dans le bassin d'Uchaux, à Clansayes, Bédouin, Orange, Salazac, etc., les couches à *Amm. inflatus* sont recouvertes par un ensemble de grès et de calcaires, dont la puissance oscille entre 10 et 200m, et que caractérisent des fossiles rotomagiens, *Amm. rotomagensis*, *Holaster subglobosus*, *Pecten asper*, etc. Au-dessus apparaissent des grès à Trigonies, *Trigonia affinis*, *T. sulcataria*, *T. Deslongchampsi*, épais de 75m à Mondragon, où ils contiennent encore *Amm. rotomagensis* et *A. varians*. Enfin l'étage se termine par des grès et sables à *Ostrea columba*, puissants de 20 à 90m et à la partie inférieure desquels se développent, à Mondragon et à Saint-Paulet, des grès lignitifères à *Turritella Renauxiana*. Ainsi ces grès, dits *grès de Mondragon* (2), paraissent synchroniques des couches à *Heterodiadema libycum* et des calcaires supérieurs à Ichthyosarcolithes.

Turonien provençal. — Le turonien de la Provence offre une composition assez différente, suivant qu'on l'étudie aux environs du Beausset ou dans le bassin d'Uchaux. Le premier type comprend (3) :

Angoumien.
6. Calcaires compacts, avec *Sphærulites Sauvagesi*, *S. Ponsianus* (50m).
5. Calcaires gris compacts à Hippurites (60m).
4. Calcaires à *Radiolites cornupastoris* et *Hippurites cornuvaccinum*, *H. Requieni* (30m).

(1) Hébert, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXIX, p. 393, 3e série, II, p. 465.
(2) Hébert, *id.*, 3e série, II, p. 478.
(3) Toucas, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 66.

Digitized by Google

Ligérien.
3. Calcaires à nérinées et *Ostrea eburnea* (30m).
2. Calcaires marneux et grès à *Catopygus obtusus*, *Nucleolites parallelus* (30m).
1. Calcaires marneux à *Amm. nodosoides*, *Inoceramus labiatus*, *Periaster* (*Linthia*) *Verneuili* (100m).

Ici nous voyons apparaître, pour la première fois, les *calcaires à hippurites*, destinés à devenir la caractéristique du crétacé méditerranéen.

Aux environs d'Uchaux, le turonien est surtout constitué par des couches arénacées. On y distingue (1) :

Grès de Mornas (*in part.*) (80 à 220m).
Grès et sables à *Sphærulites Sauvagesi*, *S. Desmoulinsi*, *Ostrea Mornasiensis*.
Grès grossiers et sables quartzeux.
Grès à Rudistes (*Hippurites Requieni*) et à polypiers.

Grès d'Uchaux.
Grès calcarifères, ferrugineux, à fossiles siliceux (8 à 49m).
Grès calcarifères, sableux ou marneux, à *Amm. papalis* et petits spongiaires (18 à 40m).
Calcaire marneux et grès à *Epiaster*, *Inoceramus labiatus*, *Amm. nodosoides*.

L'assise 3 est celle qui renferme la faune dite d'Uchaux, comprenant *Callianassa Archiaci*, *Amm. Requieni*, *A. Bravaisi*, *Ostrea plicifera*, *O. columba major*, *Trigonia scabra*, *Cucullæa Matheroni*, *Cardium hillanum*, *Spondylus hystrix*, *Rostellaria ornata*, *Chenopus simplex*, *Eulimus amphora*, *Turritella Uchauxiana*, *Cyclolites numismalis*, *Trochosmilia compressa*, etc. Les assises 1 et 2 représenteraient seules le ligérien et le reste appartiendrait à l'angoumien.

Sénonien provençal. — L'ensemble du sénonien, pour la Provence entière, peut être groupé ainsi qu'il suit (2), les épaisseurs indiquées se rapportant à la région du Beausset.

Campanien.
6. Calcaire marneux à *Nerinea bisulcata*, *Lima ovata*, *Ostrea vesicularis*, *Cyphosoma subnudum*, *Rhynch. Eudesi* (30m ?).
5. Marnes, grès et calcaires à Bélemnitelles, avec *Hippurites dilatatus*, *H. canaliculatus*, *Ostrea Merceyi*, *O. Caderensis*, *Cyphosoma corollare*, *C. microtuberculatum* (50 à 60m).

Santonien.
4. Marnes sableuses à *Ostrea proboscidea* et spongiaires (50m).
3. Marnes bleues à *Inoc. digitatus* et spongiaires (60m).
2. Calcaires et grès à *Amm. texanus*, *Micraster brevis*, *M. turonensis*, *Holaster integer*, *Spondylus spinosus*, et calc. noduleux à *M. Matheroni* (80m).
1. Calcaires et grès à *Rhynch. petrocoriensis*, avec sphérulites et échinides (40m).

Ainsi l'on voit qu'en Provence, bien au-dessus du premier niveau à hippurites qui termine le turonien, il en existe un second, le plus souvent même subdivisé en plusieurs autres, dans la masse de la craie à bélemnitelles. Ce n'est que depuis peu de temps et grâce aux travaux de MM. Peron (3) et A. Toucas, confirmant une idée émise en 1864 par M. Reynès, que la place exacte de ce deuxième horizon d'hippurites a été reconnue. Jusqu'alors il avait été réuni au premier dans l'étage turonien, où il formait le sous-étage *provencien* de M. Coquand et tandis que, dans le midi, le turonien se trouvait ainsi enrichi de termes qui semblaient faire défaut dans le nord, en revanche le sénonien méditerranéen était extrêmement réduit. La grande lacune qu'il fallait admettre dans

(1) Hébert et Toucas, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, II, p. 475; VIII, p. 84.
(2) A. Toucas, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 165.
(3) *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, V. p. 460; VIII, p. 88.

Digitized by Google

le bassin de Paris pour expliquer l'absence du provencien se conciliait mal, d'ailleurs, avec la parfaite continuité des assises de la craie. Toute difficulté disparaît si l'on reconnaît le caractère sénonien du second horizon d'hippurites, dont l'analogie apparente avec le premier, résultant de certaines espèces communes, telles que *Hipp. cornuvaccinum* et *H. organisans*, est du même ordre que celle qui relie entre eux, soit les divers horizons de calcaires à réquiénies, soit les divers massifs corallifères du jurassique, si faciles à confondre dans un premier examen. C'est une preuve de plus de la stabilité avec laquelle se maintiennent les caractères des formations de récifs, quand autour d'elles la faune des dépôts littoraux ou pélagiques subit des variations beaucoup plus rapides.

On observe dans le campanien du Beausset, intimement associé au dernier horizon de rudistes, un dépôt à végétaux, formé de calcaires et de grès. Ce dépôt est assez remarquable par l'analogie que ses fougères (*Lomatopteris*) et ses conifères (*Cyparissidium*, *Araucaria*) ont gardée avec les types des époques plus anciennes. Les dicotylédones y sont rares et il semble que l'on constate l'action d'un climat plus chaud, se traduisant par une flore moins transformée que celle des régions plus septentrionales (1). Les espèces principales de cette assise sont *Araucaria Toucasi* et *Magnolia telonensis*.

Dans le bassin d'Uchaux, le sénonien, réduit à sa partie inférieure, est composé comme il suit (2) :

4. Calcaires marneux à *Hippurites organisans* et *H. cornuvaccinum* de Piolenc (15m).
3. Grès, sables et calcaires en plaquettes.
2. Calcaires à rudistes de Mornas.
1. Grès et sables de Mornas (60 à 275m) à *Ostrea plicifera*.

Cette classification scinde en deux assises la masse des grès de Mornas, dont la partie inférieure appartient au turonien.

Danien. Lignites de Fuveau. Calcaires à Lychnus. — La coupe complète du danien de la Provence s'obtient en combinant la série du Beausset avec celle de Fuveau et de Rognac. On a ainsi la succession suivante (3) :

Garumnien.	3. Argiles rutilantes avec conglomérats et brèches calcaires. 2. Calcaires lacustres à *Physa*, *Lychnus* et *Melania armata* de Rognac. 1. Calcaires lacustres à lignites de Fuveau, du Plan d'Aups et du Beausset, à *Cyrena galloprovincialis*.
Maëstrichtien.	2. Couches saumâtres à Cassiopées, Mélanies et *Cardita Heberti*. 1. Bancs à *Ostrea acutirostris*, *Hemipneustes* et grosses hippurites voisines d'*H. radiosus*.

Au Beausset et à la Cadière, le garumnien débute par 8 à 10m de bancs à *Cyrena globosa*, que surmontent 50m de calcaires marneux, remplis de petites coquilles blanchâtres, *Melanopsis galloprovincialis*, *Neritina Brongniarti*, *Melania lyra*. Au dessus viennent les couches lignitifères, avec *Cyrena galloprovincialis*, *C. gardanensis*, *C. concinna*, *Melania scalaris*. Enfin l'étage se termine par des calcaires marneux, très peu fossilifères.

(1) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 135.
(2) A Toucas, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 84.
(3) A. Toucas, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, X, 171.

Digitized by Google

La série lignitifère de Fuveau, puissante d'environ 400m, et dont la place a été exactement fixée par M. Matheron (1), commence à Aix par des marnes et des calcaires marneux, bitumineux, avec *Melanopsis Marticensis*, *M. galloprovincialis*, *Cyrena globosa*, etc. Au-dessus viennent les lignites, intercalés au milieu de calcaires marneux ou compacts, propres à la fabrication du ciment et de marnes argileuses rouges ou bigarrées ; dans cette série, épaisse de 200m, on recueille *Crocodilus Blavieri*, *Cerithium scalare*, *C. gardanense*, *Melania acicula*, *Cyrena cuneata*, *Unio subrogosa*, *U. Saportæ*, etc. A Fuveau et à Gardanne, on compte 17 couches de lignite, ayant 1m à 1m 50.

Les calcaires à *Lychnus* sont compacts ou marneux et renferment *Lychnus ellipticus*, *Bulimus terebra*, *B. Panescorsei*, *Physa galloprovincialis*, *Cyclostoma solarium*, etc., avec un grand saurien, *Hypselosaurus priscus*. Les argiles rutilantes qui les recouvrent sont très puissantes et caractérisées par les bancs de poudingues à galets calcaires jaunes et rouges qu'elles contiennent; de ce nombre est la *brèche d'Alep* ou *du Tholonet*.

Dans les Bouches-du-Rhône, l'ensemble des couches de Fuveau et de Rognac, au-dessous des argiles rouges, a 800m d'épaisseur.

Les lignites de Piolenc, qui recouvrent en discordance les calcaires à *Hippurites organisans*, appartiendraient au même horizon que ceux de Fuveau. Ces formations d'eau douce attestent le mouvement d'émersion qui, dans la zone méditerranéenne, a caractérisé les derniers temps de la période crétacée.

Les argiles rutilantes et les calcaires avec faune lacustre de Rognac se retrouvent en différents points du Languedoc, notamment à Vallemagne.

§ 6

LE SYSTÈME CRÉTACÉ DANS LE SUD-OUEST DE LA FRANCE

Corbières. Cénomanien, Turonien. — A l'époque crétacée, la région pyrénéenne faisait, avec la Provence, partie de cette zone méditerranéenne où dominaient les rudistes. Aussi la série des couches y offre-t-elle beaucoup d'analogie avec celle qui vient d'être exposée. Le cénomanien des Corbières comprend quatre termes, qui sont, au voisinage du Pic de Bugarach (2) :

4. Calcaires à *Caprina adversa* (6m).
3. Calcaires gréseux à Caprinelles, Nérinées et huîtres, avec *Caprotina costata* (12m).
2. Calcaires marneux jaunâtres à *Ostrea flabella* (2m).
1. Calcaires à *Orbitolina concava* et *O. conica* (4m).

La zone n° 1 répond bien à la craie de Rouen, tandis que les zones supérieures correspondent aux horizons du Maine.

(1) *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 415.
(2) A. Toucas, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 44.

Digitized by Google

Le turonien, dont la figure 491 fait connaître les relations, comprend, dans la même localité :

5. Calcaires à *Sphærulites Ponsianus*, *S. Desmoulinsi*, *S. Sauvagesi* (2m).
4. Calcaires compacts peu fossilifères (30m).
3. Calcaires à *Sphærulites Pailleteanus*, *Plagioptychus Aguilloni*, nombreux *Hippurites organisans*, *H. cornuvaccinum*, *H. Requieni* (4m).
2. Grès jaunes sableux à nérinées et *Ostrea eburnea* (12m).
1. Calcaires jaunes marneux (8m) à *Terebratella carentonensis* et *Ostrea columba*.

Les assises 3, 4 et 5 sont des calcaires gris, identiques avec ceux qui, dans la

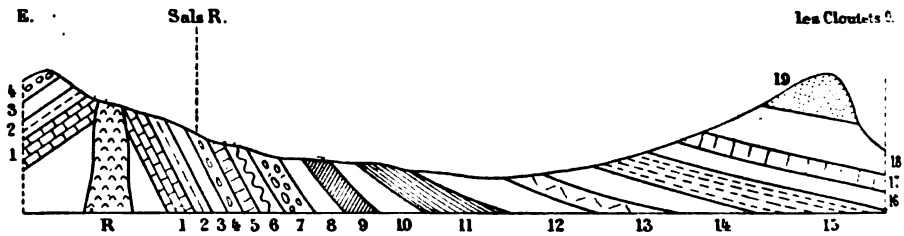

Fig. 491. — Coupe des environs de Sougraigne (d'après M. Toucas).

1, calcaire à *Requienia Lonsdalei*; 2, marnes à *Amm. Milletianus*; 3, 4, 5, 6, assises cénomaniennes; 7, 8, base du turonien; 9, calcaires à Hippurites; 10, calcaires compacts; 11, calcaire à sphérolites; 12, calcaire à *Ceratites Fourneli*; 13, grès à *Micr. brevis*; 14, calcaires à échinides; 15, calcaire marneux; 16, calcaire sénonien à *Hipp. bioculatus*; 17, marnes bleues de Sougraigne; 18, grès marneux fossilifère à *Ostrea Matheroni*; 19, marnes bleues à *Trochosmilia*, plongeant sous les grès d'Alet; R, roche éruptive.

Provence, représentent l'étage angoumien. Ainsi la zone méditerranéenne montre partout un premier horizon, franchement turonien, de calcaires à hippurites.

Sénonien et danien des Corbières. — Le Sénonien, développé à la montagne des Cornes, près de Rennes-les-Bains, offre la coupe suivante (1) :

Campanien.
5. Marnes bleues et grès, avec nombreux foraminifères (20m).
4. Grès et marnes de Sougraigne à Bélemnitelles, *Ostrea vesicularis major* et bancs intercalés d'*Hippurites bioculatus*, *H. dilatatus*, *H. canaliculatus*, *Sphærulites angeiodes* (50m).

Santonien.
3. Marnes bleues à *Inoc. digitatus*, *Amm. Texanus*, *Echinoconus conicus* (20 à 25m).
2. Calcaires marneux et grès à *Amm. subtricarinatus*, *Amm. Texanus*, *A. Pailleteanus*, *Ostrea proboscidea*, *Micraster brevis*, *Cidaris Jouanneti*, *Cyphosoma magnificum* (15 à 20m).
1. Calcaire à Cératites voisins de *C. Robini*, *C. Fourneli*, avec *Cyphosoma Archiaci* et *Rhynch. petrocoriensis* (25m).

Le terme le plus net de cette série est l'assise des *calcaires à échinides* (n° 2), caractérisée par *Micraster brevis* et contenant plusieurs oursins franchement sénoniens, *Micr. Matheroni*, *Holaster integer*, *Cidaris sceptrifera*, etc. C'est bien au-dessus que se rencontrent, *intercalés* dans l'assise de Sougraigne, plusieurs horizons d'hippurites, où domine surtout *H. bioculatus* et où les individus sont d'ailleurs loin d'atteindre le même développement que dans l'assise turonienne à *H. cornuvaccinum*. Les deux horizons de calcaires à hippurites des Corbières ont été longtemps confondus dans un même étage. Les incontestables analogies

(1) Toucas, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 209.

Digitized by Google

qu'ils présentent attestent la transition ménagée qui s'est faite entre le turonien et le sénonien.

Le danien des Corbières comprend :

Garumnien.	3. Calcaires compacts et poudingues multicolores, renfermant *Cyrena garumnica*, avec les genres *Nerinea*, *Physa*, *Paludina*, *Cyclostoma*, des sauriens et des tortues.
	2. *Argiles rutilantes* gypsifères, sans fossiles, alternant quelquefois avec les calcaires précédents.
Maëstrichtien.	1. *Grès d'Alet*, renfermant *Pecten*, *Cardium*, *Venus*, des alvéolines et des empreintes végétales.

Le garumnien conserve ici le facies rutilant qu'il affectait déjà dans le bassin du Rhône et accuse, par ses fossiles d'eau douce, le grand mouvement d'émersion de la région à la fin de l'époque crétacée.

Pyrénées centrales. — Ce mouvement paraît avoir été moins prononcé dans les Pyrénées centrales, où Leymerie a distingué pour la première fois son étage garumnien. La coupe est la suivante :

Garumnien.	3. Marne arénacée glauconifère d'Ausseing et du Tuco à *Micraster tercensis*, *Ananchytes semiglobus*, *Hemiaster nasutulus*.
	2. Calcaire lithographique à coquilles lacustres (Ariège).
	1. Calcaires et marnes d'Ausseing et d'Auzas, avec faune saumâtre, *Cyrena garumnica*, *Acteonella Baylei*, *Sphærulites Leymeriei*.
Maëstrichtien.	Calcaire nankin et argiles d'Ausseing et de Gensac, avec *Hemipneustes pyrenaicus*, *Nerita rugosa* (*Otostoma ponticum*), *Hippurites radiosus*, *Exogyra pyrenaica*, *Ostrea larva*, *Orbitoides media*, *O. gensacica*, etc.
Campanien.	Calcaire marneux d'Ausseing et de Saint-Martory à *Ostrea vesicularis*, *Rhynch. Eudesi* et banc de rudistes intercalé à Saint-Martory, avec Hippurites, Sphérulites, *Plagioptychus*.
Santonien.	Argiles d'Ausseing et de Saint-Martory, avec dalles de calcaires gris et bleus à *Orbitoides*.

Le garumnien d'Ausseing, au sommet duquel reviennent des formations franchement marines, a 200 ou 300m de puissance. La figure 492 indique ses relations avec les couches encaissantes.

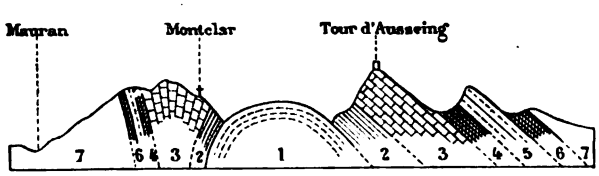

Fig. 492. — Coupe des environs d'Ausseing (d'après Leymerie).
1, calcaire campanien et marnes; 2, 3, argiles et calcaire nankin à *Hemipneustes*; 4, marnes à *Cyrena garumnica*; 5, calcaire lithographique; 6, marne à *Micraster tercensis*; 7, couches tertiaires.

La présence, parmi les oursins de la couche 3, de *Schizaster antiquus*, *Echinanthus subrotundus*, etc., marque des affinités tertiaires (1).

La masse calcaire du cirque de Gavarnie, jusqu'à la brèche de Roland et aux Tours du Marboré, est formée par un calcaire noir maëstrichtien à *Ostrea larva*, *Ananchytes ovata*, *Orbitolites socialis*, *O. secans*.

Pyrénées occidentales. — Dans les Basses-Pyrénées et les Landes, la coupe est sensiblement différente et accuse encore mieux la prédominance de l'élément marin dans le danien. Les calcaires marneux bleuâtres, exploités à Tercis, y

(1) Cotteau, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VI, p. 567.

Digitized by Google

jouent un grand rôle. En combinant la série de Tercis avec celles d'Audignon, de Bidart, d'Orthez et de Roquefort, on établit la succession suivante (1) :

Garumnien.	Calcaire à *Micraster tercensis*, *Ananchytes semiglobus* et *Isaster aquitanicus* de Bédat et d'Angoumé (8m).
	Couches invisibles à Tercis, masquées par la végétation (100m).
Maëstrichtien.	Calcaire marneux d'Audignon, avec *Hemipneustes*, *Otostoma ponticum*, *Ostrea larva*, *Orbitoides*.
Campanien.	Calcaire à silex de Tercis, avec *Ananchytes Beaumonti*, *Micraster aturicus*, *Ostrea vesicularis*, *Inoc. Cripsi*, *Heteroceras polyplocum*, *Amm. Neubergicus*.
Santonien.	Calcaires marneux de Tercis, avec *Micraster corcolumbarium*, *Holaster tercensis*, *Cyclaster integer*.
	Calcaires marneux à *Amm. Pailleteanus*, *A. Neubergicus*, *Holaster Bouillei* et inocérames de Gan et de Bidart.
	Calcaire siliceux de Bidache et de Gan, marnes et grès à fucoïdes de Rébeuac et de Gan.
Turonien.	Calcaires compacts à *Radiolites lumbricalis* et *Hippurites cornuvaccinum* d'Audignon.
Cénomanien.	Calcaires à *Caprinella triangularis* de Roquefort et calc. gris à *Caprina adversa* et *Sphærulites foliaceus* de Sare et Sainte-Suzanne.

Nord de l'Espagne. — Le système crétacé du nord de l'Espagne concorde bien avec la série établie pour les Corbières et les Pyrénées. On y observe (2) :

Garumnien.	Calcaires compacts avec conglomérats.
	Argiles rutilantes.
	Calcaires marneux à lignites, avec *Cyrena*, *Lychnus*, *Cyclostoma*, *Melanopsis*, *Melania armata*, *Ostrea garumnica*, *Hippurites Castroi*, *Sphærulites*.
Maëstrichtien.	Calcaire argileux de Vallcèbre, à *Nerita rugosa*, *Ostrea larva*, *Hippurites radiosus*, *Hemipneustes striatoradiatus*, passant vers l'est à un grès, comme le calcaire à *Hemipneustes* de la Haute-Garonne passe au grès d'Alet.
Campanien.	Grès et marnes à *Ostrea vesicularis*, *Inoceramus* et foraminifères, avec banc de calcaire à *Hipp. canaliculatus*.
Santonien (500m avec le campanien).	Marnes bleues à *Micraster coranguinum* et *M. corcolumbarium*.
	Marnes à *Micraster brevis* et *M. Heberti* et couches lacustres lignitifères.
Angoumien.	Calcaire à *Hipp. cornuvaccinum*, *H. organisans*.
Ligérien.	Calc. à *Ostrea columba*, *Amm. Deverianus*, *Inoc. labiatus*.
Cénomanien.	Marnes calcaires bleues à *Hemiaster bufo*.
	Marnes jaunes à *Orbitolina concava* et *Holaster marginalis* (200m).

On remarquera que les rudistes se montrent associés à des espèces d'eau douce ou saumâtre, ce qui prouve bien que ces animaux n'habitaient pas les eaux profondes. Ici d'ailleurs le garumnien reprend le facies de la région pyrénéenne orientale, facies qui paraît avoir dominé dans toute la zone méditerranéenne et qui trouve son expression la plus nette dans les calcaires à *Lychnus*.

Charentes. Cénomanien et turonien. — La série crétacée des Charentes offre un grand intérêt, d'abord parce qu'elle est très fossilifère, ensuite parce qu'elle présente des caractères intermédiaires entre ceux de la craie du nord-ouest et ceux de la région pyrénéenne. Aussi, malgré la distance qui sépare les Pyrénées du bassin des Charentes, rattacherons-nous la description succincte de ce dernier au présent paragraphe.

(1) Hébert, *Comptes rendus*, 8 nov. 1880. — Toucas, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 184.

(2) A. Toucas, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 209. — Voir les travaux spéciaux de MM. Vidal, Barrois et Carez. — *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 73.

Digitized by Google

Le cénomanien débute dans les Charentes par une assise de grès glauconieux ou ferrugineux, alternant avec des argiles à lignite et à succin (*gardonien* de M. Coquand). Cette assise, connue à l'île d'Aix, à Fouras, à Rochefort, etc., contient, dans ses couches marines, *Anorthopygus orbicularis*, *Pygurus lampas*, *Orbitolina concava*. Au-dessus viennent les calcaires à Ichthyosarcolithes ou à *Caprina adversa*, divisés en deux massifs que sépare une assise de 8 à 10^{m} de grès, de sables et d'argiles tégulines, à *Ostrea columba*, *O. biauriculata*, *O. flabellata*. A Angoulême, les calcaires inférieurs à *Caprina*, épais de 20^{m}, contiennent *Sphærulites foliaceus* et *Turrilites costatus*. Dans les calcaires supérieurs, qui n'ont que 1 ou 2^{m}, se rencontre *Sphærulites Fleuriausi* (1).

Le turonien, dont l'allure, aux environs d'Angoulême, est représentée par la figure 493, comprend, comme celui de la Provence, deux sous-étages, le ligérien,

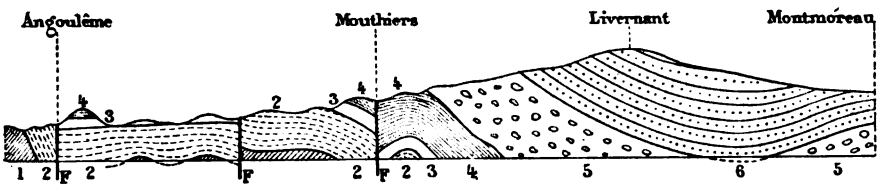

Fig. 493. — Coupe d'Angoulême à Montmoreau (d'après M. H. Arnaud).
1, couches jurassiques; 2, cénomanien; 3, ligérien; 4, angoumien; 5, santonien; 6, campanien; F, F, F, failles. — (Les hauteurs sont exagérées).

épais de 20 à 30^{m}, sous la forme de calcaires à *Amm. Rochebrunei*, *Inoceramus labiatus*, reposant, par des marnes bleues ou vertes à *Ostrea columba gigas*, sur des calcaires à *Terebratella Carentonensis;* et l'angoumien, formé de calcaires à rudistes contenant *Radiolites cornupastoris*, *R. lumbricalis*, *Hippurites cornuvaccinum*, *H. organisans*, *H. Requieni*. C'est à cette division, puissante de plus de 70^{m}, qu'appartient la pierre de taille d'Angoulême. On y rencontre aussi *Nucleolites parallelus* et *Catopygus obtusus*.

Sénonien et danien des Charentes. — Les divisions du sénonien peuvent être établies comme il suit (2) :

Campanien (100^{m}).	5. Calcaire à bélemnitelles (*B. quadrata*), avec *Nerinea bisulcata*, *Rhynch. Eudesi*, *Ostrea Matheroni*, *O. Merceyi*, *O. vesicularis*, *Baculites anceps*, *Amm. Neubergicus*, *Cyclolites ellipticus*.
	4. Calcaire à *Cyphosoma microtuberculatum*, *Ostrea proboscidea*, *O. Caderensis*, *Hippurites dilatatus*, *H. bioculatus*, *Sphærulites Coquandi*, *Radiolites fissicostatus*.
Santonien.	3. Calcaires marneux à *Amm. Texanus*.
	2. Calcaires et marnes à *Amm. subtricarinatus*, *Micraster turonensis*, *Cidaris Jouanneti*.
	1. Calcaire à Cératites et *Rhynchonella petrocoriensis* (5^{m}).

Les calcaires à *Micraster turonensis* (*M. brevis*) ont une centaine de mètres d'épaisseur et fournissent la pierre de taille de Périgueux et celle du Sarladais.

(1) H. Arnaud, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXVII, p. 22.
(2) Toucas, *Bull. Soc. géol.*, 3e série, X, p. 209.

Digitized by Google

Les falaises de Talmont et de Caillau, près de Royan, offrent un bon développement de l'étage campanien. On remarquera l'intercalation, signalée par M. Toucas, d'une colonie d'hippurites au milieu de l'assise 4. Ainsi se complète l'analogie du crétacé des Charentes avec celui de la Provence et des Corbières.

Le danien de la même région a été distingué par M. Coquand sous le nom de *dordonien*. Sa composition, précisée par M. H. Arnaud (1), est la suivante :

5. Grès, sables, poudingue dolomitique à *Nerita rugosa*, *Radiolites Bournoni* et *Sphærulites Toucasi* de Beaumont-de-Périgord.
4. Calcaires jaunes dolomitiques tendres, à *Hemiaster prunella*.
3. Calcaires dolomitiques solides à *Hemipneustes*. Banc inférieur avec *Hippurites radiosus*, *Radiolites crateriformis*, *Sphærulites alatus*.
2. Calcaire blanc ou jaune, dolomitique, à ostracées, du niveau de Royan, à *Ostrea larva*, *Conoclypeus Leskei*.
1. Calcaires glauconieux ou arénacés à *Orbitoides media*.

Les quatre premières assises, dont l'ensemble atteint 40^{m} à Meschers, où elles constituent la falaise tout entière, appartiennent au maëstrichtien. On peut admettre que la cinquième représente la base du garumnien proprement dit, car elle contient des couches d'eau douce. L'assise 2, bien développée à Royan et à Meschers, contient *Rhynchopygus Marmini*, *Cyphosoma Verneuili*. C'est dans l'assise 4 que se rencontre à Mussidan *Cassidulus lapiscancri*.

Le dordonien et le campanien des Charentes ont un certain nombre d'espèces fossiles communes avec le santonien. On peut citer entre autres *Orthopsis miliaris*, qui semble traverser toute la série. Mais, ainsi que l'a établi M. Arnaud, il en résulte entre ces divers étages un simple lien de *continuité* et non d'*unité*. Dans cette région comme ailleurs, il n'y a pas de lacunes dans le crétacé supérieur et la série biologique y offre des retours explicables par la reproduction des mêmes conditions physiques.

§ 7

TYPES ÉTRANGERS DIVERS DU SYSTÈME CRÉTACÉ

Angleterre. — La composition du système crétacé en Angleterre est trop voisine de celle qui caractérise le bassin de Paris pour qu'il y ait lieu de la décrire en détail. Les travaux de MM. Hébert et Barrois (2) ont fait connaître avec exactitude les relations des assises anglaises avec celles de France. Ces relations sont résumées dans le tableau suivant :

(1) *Actes de la Soc. linnéenne de Bordeaux*, XXXI (1877), et *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 78.

(2) Hébert, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, II, p. 416. — Barrois, *Thèse pour le doctorat*, 1876. — Voir aussi Whitaker, *Geol. Survey Memoirs*, IV (1872), et Jukes Browne, *Geol. Magazine*, 1880, p. 257.

Digitized by Google

SOUS-ÉTAGES.	BASSIN DU HAMPSHIRE.	BASSIN DE LONDRES.	NORD DE L'ANGLETERRE.
CAMPANIEN.	Craie de Portsdown, de Piddletown et de Studland Bay, à *Bel. mucronata* (20 à 50m).	Craie blanche tendre, à silex noirs, de Norwich, à *Bel. mucronata* (150 à 200m).	
SANTONIEN.	Craie de Brighton et des Pinnacles (100 à 150m).	Craie sans silex de Margate, à *Marsupites ornatus* (25 à 30m).	Craie de Bridlington (80m).
	Craie de Leckford (20 à 40m).	Craie à silex zoués de Broadstairs, à *Micr. coranguinum* (70m).	Craie de Flamborough Head (30m).
	Craie de Stockbridge (10 à 40m).	Craie à silex de Douvres, à *Micr. cortestudinarium* (15m).	Craie de Breilpoint.
ANGOUMIEN.	*Chalk rock* de Beachy-Head (2 à 6m).	Craie noduleuse (*chalk rock*) de Douvres, à *Holaster planus* (6m).	Craie à silex gris (30m).
	Craie et marnes à *Ter. gracilis* de Winchester (20 à 50m).	Craie sans silex de Douvres, à *Ter. gracilis* (30m).	Craie de Hessle (20m).
LIGÉRIEN.	Craie conglomérée de Charlton et marnes de Houghton à *Inoc. labiatus* (10 à 20m).	Craie conglomérée de Shakespeare Cliff à *Inoc. labiatus* et *Amm. nodosoides* (25m).	Craie dure à bancs roses de Speeton (14m).
CARENTONIEN.	Marne d'Holywell et d'Alton à *Bel. plenus* (1 à 5m).	Marne jaune à *Bel. plenus* (5m).	
	Marne d'Eastbourne à *Holaster subglobosus* (10 à 30m).	*Chalk marl* et *Grey chalk* (60 à 80m).	Craie à bancs roses de Speeton.
ROTOMAGIEN.	*Chloritic marl* (0m,50 à 3m).	*Chloritic marl* de Folkestone (3m).	Bancs à éponges du Lincolnshire.
	Sables verts (*upper green sand*) de Warminster (2 à 8m).	Glauconie (*upper green sand*) de Folkestone (3m).	

En résumé, le système crétacé débute presque partout, en Angleterre, par des couches glauconieuses (*upper green sand*, *chloritic marl*) et continue par des marnes crayeuses (*chalk marl*), avec lesquelles se termine ordinairement le cénomanien. Au-dessus vient la craie (*chalk*), d'abord sans silex, puis avec silex (*flints*) plus ou moins abondants, les lits durs, voisins de la base, prenant le nom de *chalk-rock*. La composition minéralogique de la craie est d'ailleurs la même que pour le bassin de Paris et les silex constituent, la plupart du temps, le seul signe auquel on puisse reconnaître la stratification; tant il est vrai que ce dépôt, opéré au large par l'accumulation de coquilles microscopiques, n'a subi aucune des fluctuations qui caractérisent les sédiments littoraux.

Digitized by Google

La craie sans silex, lorsqu'elle affleure sur les flancs d'une région de soulèvement comme le Weald, ne s'y présente pas à l'état d'escarpements verticaux. La facilité avec laquelle la roche s'altère fait naître, sur la tranche des couches, un talus découpé en forme de croupes arrondies très caractéristiques, que recouvre une herbe assez maigre. Ces croupes, dont la courbe est convexe vers le ciel à la partie supérieure tandis qu'elle s'infléchit et devient légèrement concave vers la base, sont connues sous le nom de *downs*. On en peut voir l'équivalent en France, sur le flanc méridional de la vallée de Bray.

Irlande. Transgressivité du crétacé.— Le crétacé irlandais offre une particularité intéressante. Le turonien s'y présente à l'état de sables et grès glauconieux (2 à 5^m), succédant aux glauconies cénomaniennes et le santonien lui-même, qui n'a que 1 à 2^m, est un calcaire glauconieux, recouvert par 30^m de calcaires à silex qui représentent les zones à *Marsupites* et à Bélemnitelles.

Cette craie d'Irlande repose directement sur des formations beaucoup plus anciennes. Il en est de même de la craie du Devonshire (fig. 494) et des traces

Fig. 494. — Transgressivité du crétacé dans le Devonshire (d'après Ramsay).
1, terrains primaires; 2, trias; 3, système liasique; 4, 5, 6, système oolithique, 5, système crétacé.

de la même formation ont été reconnues, dans des conditions semblables, sur l'île de Mull comme dans le comté d'Aberdeen, en Écosse. On peut donc dire que c'est en Angleterre que la *transgressivité* du système crétacé et son indépendance, relativement aux dépôts antérieurs, sont le mieux marquées.

Hainaut. Craie de Ciply. — La craie blanche offre, dans le Hainaut, les mêmes caractères physiques et paléontologiques que dans le bassin de Paris. Mais au-dessus de la craie de Spiennes et de Nouvelles, à *Belemn. mucronata*, *Magas pumilus* et *Micraster Brongniarti*, on voit se développer une assise, épaisse de 9 à 10^m, d'une craie grise, sans silex, mouchetée d'une infinité de petits grains bruns de phosphate de chaux, qui forment 75 °/₀ de la masse de la roche. C'est la *craie brune de Ciply*, avec *Ostrea larva*, *Baculites Faujasi*, *Crania antiqua*, *Cardiaster granulosus*, *Catopygus fenestratus*, etc. Sur cette craie repose le *tuffeau de Ciply*, calcaire blanchâtre ou jaunâtre, à texture grossière, avec rognons assez rares de silex gris et très nombreux bryozoaires. Quelquefois ce tuffeau est supporté directement par la craie qu'il ravine et sa base devient alors un poudingue à nodules phosphatés et fossiles roulés, dit *poudingue de la Malogne* (1).

A l'exception des bryozoaires, la faune est la même dans la craie brune et le tuffeau. Elle comprend une bélemnitelle voisine de *B. mucronata*, *Pecten Faujasi*, *Janira quadricostata*, *Ostrea larva*, *O. Merceyi*, *O. semiplana*, les genres *Thecidea*, *Crania*, *Trigonosemus* et, en fait d'oursins, *Hemipneustes striatora-*

(1) Cornet et Briart, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, II, p. 569.

Digitized by Google

diatus, *Cassidulus Marmini*, *Cidaris Faujasi*, *Caratomus avellana*, *Catopygus fenestratus*, etc. Des rudistes, *Radiolites Laperousei*, *R. Ciplyanus*, ont été signalés dans le tuffeau.

Limbourg. Craie de Maëstricht. — Les couches de Ciply se retrouvent encore mieux caractérisées dans le Limbourg, où elles forment la *craie de Maëstricht*, célèbre depuis la description qu'en a donnée Faujas de Saint-Fond. Cette assise, superposée à une craie blanche avec silex noirs et bélemnitelles, est constituée, à la Montagne de Saint-Pierre et à Fauquemont, par des couches alternatives d'une *craie tuffeau* très jaune et très facile à tailler et d'un calcaire plus dur, pétri de bryozoaires et de polypiers. L'épaisseur de ces calcaires dépasse 30^{m}; au-dessous se trouvent les marnes de Kunraad, puissantes d'une trentaine de mètres et contenant encore la faune du tuffeau (1).

Cette faune est très riche et comprend, avec les *Mosasaurus Camperi* et *M. gracilis*, des tortues (*Chelonia*), des crustacés, des crocodiles et des poissons, les *Baculites anceps*, *B. Faujasi*, *Belemnitella cf. mucronata*, *Ostrea larva*, *O. vesicularis*, *Crania ignabergensis*, *C. striata*, *Thecidea papillata*, *Dentalium Mosæ*, *Hemiaster prunella*, *Hemipneustes striatoradiatus*, *Cidaris Faujasi*, *C. Hardouini*, enfin des rudistes, *Hippurites radiosus*, *Sphærulites Hœninghausi*, *S. Faujasi*. Il convient de mentionner aussi un grand nombre de bryozoaires, *Eschara*, *Idmonea*, etc., et de polypiers.

Hesbaye. Aix-la-Chapelle. — Au massif du Limbourg peuvent se rattacher les affleurements crétacés de la Hesbaye, du pays de Herve et des environs d'Aix-la-Chapelle. La craie de Hesbaye, glauconifère à la base, est blanche, terreuse et ne contient de silex que vers le haut. Ses principaux fossiles, *Bel. mucronata*, *Ostrea vesicularis*, *Magas pumilus*, la relient au campanien. Cependant on y a trouvé, à la partie supérieure, des espèces maëstrichtiennes, telles qu'*Hemipneustes striatoradiatus* (2). Cette craie repose d'ailleurs sur les *sables verts* et *smectites* du pays de Herve (système *hervien* de Dumont), contenant, avec des corps d'origine problématique, dits *gyrolithes*, les *Bel. quadrata*, *Scaphites binodosus*, *S. compressus*.

Quant aux sables d'Aix-la-Chapelle, jaunâtres et glauconifères, puissants de près de 100^{m} et directement superposés aux terrains primaires, leur faune, comprenant *Bel. quadrata*, *Spondylus spinosus*, *Trigonia limbata*, les rattache, soit au campanien, soit au santonien supérieur (3). Ces sables renferment de nombreux végétaux, parmi lesquels 5 espèces de *Sequoia*, 5 de *Dryophyllum* et 22 fougères du genre *Pteridoleimma*.

Westphalie. Hanovre. — La craie du Hanovre et de la Westphalie présente, d'après M. Schlüter, les subdivisions suivantes :

(1) Binkhorst, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XVII, p. 61. — Ubaghs, *Description du terrain crétacé du Limbourg*.

(2) Horion in Mourlon, *Géologie de la Belgique*, I, p. 185.

(3) Dumont en avait fait son système *aachénien*, en les assimilant à tort aux sables infracrétacés du Hainaut.

Digitized by Google

5. Craie à *Cœloptychium* et à *Bel. mucronata.*
4. Craie à *Bel. quadrata* et à *Inocer. Cripsi.*
3. Marnes de l'Emscher Grund (*Emscher Mergel*), ou zone à *Inoceramus digitatus*, avec *Amm. Margæ*, *A. texanus*, etc.
2. *Pläner* supérieur. { Zone à *Epiaster brevis.* — *Heteroceras Reussianum* et *Spondylus spinosus.* — *Inoceramus Brongniarti.* — *In. labiatus* et *Amm. nodosoides.* — *Bel. plenus.*
1. *Pläner* inférieur ou Cénomanien.

Bien que, par une transformation complète des vues de d'Orbigny, M. Schlüter ait fait monter son turonien jusqu'aux marnes de l'Emscher Grund, il est visible que cet étage, entendu comme nous l'avons fait jusqu'ici, doit finir avec la zone à *Heteroceras Reussianum* et que les marnes n° 3, parfois puissantes de 500m, représentent le santonien supérieur (1). L'assise 5, développée à Haldem, à Lemforde, à Coësfeld, correspond à la craie de Meudon et est souvent désignée sous le nom de *craie de Haldem*. Elle renferme *Amm. neubergicus*, *Heteroceras polyplocum*, *Nautilus Dekayi*, *Baculites anceps*, *Inocer. Cripsi*, *Ostrea vesicularis*, etc., ainsi que des empreintes végétales, semblables à celles qu'on trouve au Beausset avec le deuxième horizon d'hippurites. Parmi les plantes de Haldem figurent les genres *Credneria*, connu dans la craie du Hartz, *Abietites*, *Dryophyllum*, *Myrica*, *Eucalyptus*.

Danemark, Scanie. — Les assises supérieures du système crétacé sont assez bien représentées dans le bassin de la Baltique pour que d'Orbigny ait choisi dans cette région le type de l'étage, qu'il a nommé *danien*. C'est à Faxe (ou Faxœ), en Danemark, à l'île de Saltholm dans le Sund et en divers points de la Scanie, que la succession des couches peut être étudiée. On y observe (2) :

Garumnien. 3. Calcaires de Saltholm et de Faxe.
Maëstrichtien. 2. Craie de Balsberg, d'Ifö Straud, de Kjuge, de Köpinge, d'Ignaberga.
Campanien. 1. Craie de Rügen et de la Scanie occidentale (Kullemolla, Rodmolla).

La craie de Rügen contient les fossiles de Haldem. Celle de Balsberg, Ignaberga, etc, qui renferme *Belemnites subventricosus*, *Baculites anceps*, *Ostrea acutirostris*, *O. vesicularis*, *Crania Ignabergensis*, *Magas costatus*, *M. spathulatus*, *Terebratula longirostris*, correspond à la craie de Maëstricht ; c'est tantôt une craie blanche, tantôt une marne glauconieuse, tantôt enfin une sorte de calcaire grossier, parfois avec grains de quartz.

L'étage supérieur, également assez variable dans sa composition, peut être un calcaire compact rempli de gros silex, comme à Saltholm, un calcaire jaune entièrement formé de polypiers et de bryozoaires et épais de 10 à 15m, comme à Faxe, enfin un calcaire avec silex, à grain friable et homogène, dit *limsteen*. Les fossiles de Faxe et de Saltholm sont *Cypræa bullaria*, *Ostrea vesicularis*, *Cidaris Forchammeri*, *Temnocidaris danica*, *Ananchytes sulcata*, *A. semiglobus*,

(1) A. Toucas, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 203.
(2) Hébert, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 645. — De Morgan, *Mém. Soc. géol. de France*, 3e série, II. Voir les travaux de MM. Johnstrup et Lundgren, notamment *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 456.

Digitized by Google

avec *Baculites Faujasi*, *Nautilus danicus*, *Belemnitella mucronata*, etc., et de nombreux restes de crabes, *Dromia rugosa*.

Saxe, Bohême, Silésie. — Le cénomanien de la Saxe et de la Bohême débute par une roche de grès parfois glauconieux, se débitant en blocs parallélipipédiques et dite *Quadersandstein*. A Niederschöna et à Perutz, comme aussi à Schutzfels en Bavière, cette assise contient à sa base (fig. 495) des couches à végétaux terrestres dont la flore porte un cachet d'opulence et de fraîcheur qui dénote une végétation exubérante (1). C'est là que, parmi les angiospermes, le genre éteint *Credneria* se montre associé aux *Hymenea*, *Aralia*, *Magnolia*, ainsi qu'à un lierre, *Hedera primordialis*, à peine différent du lierre actuel de l'Irlande. En Silésie, ce *Quadersandstein* renferme les restes d'un palmier, *Flabellaria chamæropifolia*.

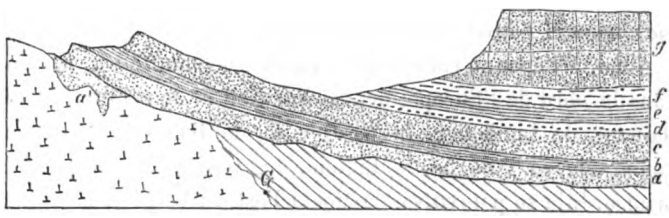

Fig. 495. — Coupe du crétacé de la Saxe (d'après Geinitz et Gümbel.

G, terrain ancien; *a'*, couches à végétaux et brèche coquillière; *a*, quadersandstein inférieur; *b*, plâner inférieur et sable à serpules; *c*, quadersandstein et plâner moyens; *d*, grès vert de Copitz; *e*, plâner de Strehlen; *f*, couches à baculites: *g*, quadersandstein supérieur.

Sur le *Quadersandstein* repose le *Pläner* inférieur, accompagné d'un sable à *Serpula plexus*, avec *Ostrea carinata*, *O. diluviana*, *Cidaris vesiculosa*. C'est l'horizon des marnes de Ratisbonne à *Ostrea columba* et des calcaires sableux à *Amm. rotomagensis* de la Silésie.

Le turonien est formé par le calcaire dit *Pläner* moyen et supérieur, auquel s'associe parfois, à la base, une assise arénacée ou *Quadersandstein moyen*. Tandis qu'*Inoc. labiatus* domine dans le *Pläner* moyen, le *Pläner* supérieur est caractérisé par *Spondylus spinosus* et *Scaphites Geinitzi*. Entre ces deux horizons se développe, en Bavière, un sable vert à *Amm. peramplus*.

Le sénonien se compose, en Saxe, des marnes supérieures du Quader (*Quadermergel*) ou couches à Baculites, couronnées par le *Quadersandstein* supérieur, qui donne naissance aux rochers pittoresques de la Suisse saxonne. La première assise, représentée en Bohême par la *Plänermergel* de Priesen, renferme *Micraster coranguinum*, tandis que la seconde, qui contient *Inoc. Cripsi*, paraît correspondre au campanien.

Galicie, Crimée. — L'horizon de la craie de Haldem se retrouve en Galicie, aux environs de Lemberg et de Nagorzany, où l'on observe plus de 120^{m} de marnes et calcaires marneux avec *Belemn. mucronata*, *Magas pumilus*, *Ostrea vesicularis*, *Rhynchonella limbata*, ainsi que des grès contenant 6 espèces de

(1) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 134.

Digitized by Google

Nautilus, 3 *Ammonites*, 4 *Scaphites*, 1 *Hamites* et 2 *Baculites* (1). Ce district offre donc l'association des formes de Meudon avec celles de la Westphalie.

En Crimée, près d'Inkermann, la craie blanche sans fossiles est surmontée par 25 ou 30^{m} de calcaires jaunâtres, tendres, contenant *Belemnitella mucronata*, *Ostrea vesicularis*, *O. semiplana*, *Janira quadricostata*. Sur cette assise, qui représente la craie de Meudon, des calcaires durs, jaunâtres, en couches épaisses, dits *calcaires à grottes*, renferment *Ostrea decussata*, *O. vesicularis*, *Cerithium maximum* et peuvent correspondre à la craie de Maëstricht (2).

Ainsi, à l'époque caractérisée par les bélemnitelles, une même mer s'étendait dans le nord de l'Europe, depuis Norwich et le centre du bassin de Paris par le Hainaut, le Limbourg, la Westphalie, le Hanovre, le Danemark, la Scanie, la Poméranie, la Pologne, la Galicie, les bassins du Don et du Donetz jusqu'en Crimée. Elle se poursuivait même à l'est du Volga et dans la région du Caucase.

Suisse, Bavière, Italie. — En Suisse et en Bavière, le système crétacé est représenté par un calcaire compact et schisteux, gris clair, connu sous le nom de *calcaire de Seewen* (*Seewer Kalk*) et puissant de 120^{m} au Sentis (3). Dans sa partie supérieure, ce calcaire renferme *Inoceramus Brongniarti*, *In. Cuvieri*, *Ananchytes ovata*, *Micraster breviporus* et, vers la base, on y observe *Turrilites costatus*, *Amm. varians* et *Holaster subglobosus*. Les divers horizons du cénomanien, du turonien et du sénonien y peuvent trouver leur représentation. Les couches de Seewen affleurent dans des districts très tourmentés (fig. 496).

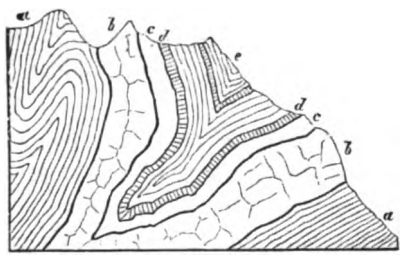

Fig. 496. — Coupe prise à la Kessler Alp en Bavière (d'après Gümbel).
a, néocomien; *b*, urgonien (*schrattenkalk*); *c*, gault; *d*, calcaire de Seewen; *e*, schistes de Seewen.

A la partie supérieure du terrain crétacé du Vicentin et en concordance avec les couches tertiaires, on observe en Italie une roche dite *Scaglia*, qui renferme, avec de nombreux lits de silex, *Stenonia tuberculosa*, *Offaster pilula* et une variété d'*Ananchytes* semblable à celle de Tercis. Il serait donc possible que la *scaglia* fût l'équivalent du danien (4).

Dans l'Apennin central, la *scaglia*, qui a jusqu'à 100^{m} de puissance, renferme *Cardiaster italicus*, *Ananchytes ovata*, *Archiacia nasica*. Sa partie inférieure est d'un rouge de brique et M. Zittel (5) la considère comme l'équivalent de la scaglia rouge à *Bel. mucronata* des Alpes lombardes, ainsi que de l'assise à *Stenonia* du Tyrol méridional et des Alpes vénitiennes.

Alpes autrichiennes, Gosau. — Il existe à Gosau, dans les Alpes Autri-

(1) Ernest Favre, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXVII, p. 291.
(2) Coquand, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 86.
(3) Escher de la Linth, *die Sentisgruppe* (1874).
(4) Hébert et Munier-Chalmas, *Comptes rendus*, LXXXV, 27 mai 1878.
(5) *Geognost. palæontol. Beitraege*, 1868.

Digitized by Google

chiennes, un étage de calcaires et de marnes avec hippurites dont la faune présente les plus grandes analogies avec celle du sénonien provençal. On y distingue (1) une partie inférieure, particulièrement caractérisée par les calcaires à hippurites et une partie supérieure, plus marneuse, avec *Inoceramus Cripsi*, *Amm. Neubergicus*, *A. Texanus*, *A. subtricarinatus*, *A. Margæ*. La coupe de la partie inférieure est la suivante :

6. Calcaires à *Hippurites dilatatus*, nombreux gastropodes et bivalves.
5. Banc d'Actéonelles.
4. Lignites et fossiles lacustres.
3. Banc d'Actéonelles.
2. Calcaires à *Hippurites cornuvaccinum*.
1. Conglomérat.

Les rudistes de Gosau sont, en majorité, ceux qui caractérisent les horizons supérieurs à rudistes de la Provence et des Charentes.

Algérie. Région saharienne. — Le système crétacé offre en Algérie beaucoup de ressemblance avec le type provençal, mais avec un moindre développement des rudistes. On y voit dominer les oursins des genres *Epiaster*, *Hemiaster*, etc. La partie supérieure du système est franchement marine et se relie plutôt au bassin pyrénéen occidental. Il s'y fait une transition continue entre le sénonien et le danien, attestant que la région algérienne n'a pas dû participer au mouvement d'émersion qui, pendant l'époque danienne, se faisait sentir en Provence, dans les Corbières et dans l'Espagne orientale.

Aux environs d'Aumale, le crétacé est formé par un ensemble, très homogène et très continu, de marbres et de calcaires, dont la puissance dépasse 1000^{m} (2). Le cénomanien est caractérisé par *Amm. rotomagensis*, *A. Nicaisei*, *Scaphites æqualis*, *Ter. biplicata*, *Radiolites Nicaisei*, *Epiaster Villei*, *E. Heberti*. Au turonien appartiennent les marnes et calcaires à *Hemiaster Fourneli*. Enfin les assises les plus élevées du système sont clairement indiquées par *Ostrea acutirostris*, *O. Matheroni*, etc.

Sur la lisière méridionale de l'Atlas, le cénomanien, puissant de 500^{m}, est formé de marnes et de calcaires, présentant à leur partie supérieure une série remarquable de couches interstratifiées de gypse compact ou d'albâtre gypseux (3). Le turonien, qui a 100^{m} dans le Sahara algérien, se compose de calcaires en bancs épais et résistants. Le sénonien, dont l'épaisseur peut atteindre 400^{m}, offre des alternances de calcaires et de marnes.

Algérie orientale, Libye, Palestine. — Le turonien d'Algérie se montre, près de Batna, sous son facies provençal, avec *Linthia* (*Periaster*) *Verneuili*, *Inocer. labiatus*. A. Laghouat il contient *Amm. Requieni* et *A. peramplus*. A sa partie supérieure se présentent les calcaires à *Radiolites cornupastoris* et *Hipp. organisans*. Le sénonien débute par des calcaires à *Ceratites Fourneli*, *Orthopsis*

(1) Zittel in Toucas, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 79.
(2) Peron, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXIII, p. 686.
(3) Rolland, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 508.

Digitized by Google

miliaris, *Hemiaster Fourneli*, que surmontent des calcaires marneux à *Micraster brevis* et *Amm. texanus*, recouverts par des marnes à *Ostrea proboscidea* et *O. semiplana*. Ces marnes, dont la position correspond à celle du deuxième niveau à hippurites de la Provence (1), supportent des calcaires à *O. vesicularis* et *Hemipneustes africanus*, au-dessus desquels commence le danien. Ce dernier comprend, à la base, des marnes et calcaires à *Nerita* (*Otostoma*) *rugosa*, *Ostrea larva*, *Orthopsis miliaris*, puis une couche d'argile à *Ostrea Overwegi*. L'ensemble du santonien, du campanien et du danien d'Algérie n'a pas moins de 400m. Les calcaires sont presque noirs et les fossiles dominants sont les huîtres et les oursins (2).

Le système se poursuit par la Tunisie, la Tripolitaine et le désert de Libye jusqu'en Palestine, où M. L. Lartet a recueilli *Amm. texanus*, et en Asie Mineure, d'où M. de Tchihatcheff a rapporté *Otostoma ponticum*, *Ostrea larva* et les *Orbitoides* des Pyrénées.

Amérique du Nord. — Tandis que les dépôts infracrétacés font défaut dans l'Amérique du Nord, ceux de l'âge de la craie y occupent une superficie considérable, atteignant, dans les Montagnes Rocheuses, une épaisseur de près de 3000m. Sauf dans le Kansas, où la roche est de la craie proprement dite, les sédiments crétacés d'Amérique consistent surtout en sables, avec des marnes, des argiles, des calcaires coquilliers ou compacts, quelquefois parsemés de silex.

Les Américains distinguent le crétacé ancien (*earlier cretaceous*), qui paraît correspondre à l'ensemble du cénomanien, du turonien et du sénonien, et le crétacé récent (*later*), qui paraît être l'équivalent du danien. Le premier débute, dans le bassin du Missouri, par le *Dakota group*, série de grès jaunes et rougeâtres et de lignites avec restes de végétaux angiospermes, *Platanus*, *Sassafras*, *Liriodendron*, *Leguminosites*, *Salix*, etc. Ensuite viennent le *groupe de Benton* et celui de *Niobrara*, qui renferment *Amm. texanus*, *A. percarinatus*, *Gryphæa Pitcheri*, etc. Dans le Texas et l'Alabama, les couches de cet âge sont des calcaires compacts, où l'on observe, avec des Orbitolines, les genres *Hippurites*, *Radiolites*, *Caprotina*, qui font défaut dans le nord de l'Amérique. Il y a donc, sous ce rapport, une frappante analogie entre l'ancien et le nouveau continent. Dans l'un comme dans l'autre, les rudistes n'existent que dans la zone méridionale. De plus, ces fossiles qui, en Europe, remontent jusqu'à Maëstricht, ne se trouvent pas en Amérique au nord de l'Alabama, comme si, dès la période crétacée, il y avait eu, entre les deux continents, quelque différence analogue à celle qui, de nos jours, dévie les isothermes américaines, en les rapprochant de la zone équatoriale.

C'est aussi par des sables et des argiles avec végétaux angiospermes que commence le système crétacé du New-Jersey. Mais, tandis que, dans le Missouri, le crétacé supérieur consiste en couches d'argiles plastiques et de grès, formant les groupes du *Fort Pierre* et des *Fox Hills*, celui du New-Jersey est constitué prin-

(1) Toucas, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 198.
(2) Peron, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 436.

Digitized by Google

TABLEAU DU SYNCHRONISME DES ASSISES CRÉTACÉES.

ÉTAGES.	SOUS-ÉTAGES.	BASSIN DE PARIS ET NORMANDIE.	MAINE, TOURAINE, ETC.	ARDENNES, BELGIQUE, DANEMARK, ETC.	PROVENCE.	PYRÉNÉES, CORBIÈRES.	CHARENTES.	SAXE, BOHÊME, SILÉSIE, CRIMÉE, ETC.
DANIEN	GARUMNIEN.	Calcaire pisolithique.		Craie de Faxe et de Saltholm.	Argiles rutilantes et brèches. Craie à lignites de Fuveau.	Argiles rutilantes et Calc. à Micr. tercensis; Calc. à Lychnus.	Grès de Beaumont de Périgord.	
	MAËSTRICHTIEN.	Calcaire à baculites du Cotentin.		Craie de Ciply et de Maëstricht.	Calc. marneux à Hemipneustes.	Calcaires à Hemipneustes.	Calc. à Hemipneustes. Craie de Royan.	Craie de Crimée à Ostrea decussata.
SÉNONIEN.	CAMPANIEN.	Craie de Meudon. Craie de Reims.		Craie de Haldem et Craie à bélemnitelles.	Calc. à *O. vesicularis*. Marnes et calc. à Hippurites dilatatus.	Marnes à foraminifères. Grès et marnes de Sougraigne à Hipp. bioculatus.	Calc. à O. vesicularis. Calc. à O. caderensis et Hipp. bioculatus.	Craie de Lemberg. Quadersandstein supérieur. Craie de Gosau.
	SANTONIEN.	Craie à Micr. coranguinum. Craie à M. cortestudinarium Craie à M. brevis.	Craie de Chartres. Craie de Châteaudun. Craie de Villedieu.	Craie à Micraster et Marnes de l'Emscher Grund.	Marnes à Inoc. digitatus. Calc. à Amm. texanus. Calc. à Rhynch. petrocoriensis.	Marnes à Inoc. digitatus. Calc. à Amm. texanus Calc. à R. petrocoriensis.	Calc. marn. à Inoc. digitatus? Calc. à Amm. subtricarinatus. Calc. à Rh. petrocoriensis.	Quadermergel et Plænermergel.
TURONIEN.	ANGOUMIEN.	Craie à M. breviporus Craie à Ter. gracilis.	Calc. à Amm. Requieni.	Marnes à Tereb. gracilis et Craie à Scaph. Geinitzi.	Calc. à Hipp. cornuvaccinum et grès inf. de Mornas.	Calc. à Sphérulites et Hippurites.	Calc. à Radiolites et Hippurites.	Plæner supérieur.
	LIGÉRIEN.	Craie marneuse à Inoc. labiatus.	Tuffeau à Amm. papalis. Craie à Inoc. labiatus et Zone à Ter. carentonensis.	Dièves.	Grès d'Uchaux et Calc. à Amm. nodosoides.	Grès à nérinées et Calc. à Ter. carentonensis.	Calc. à In. labiatus. Marnes à Ter. carentonensis.	Plæner moyen.
CÉNOMANIEN.	CARENTONIEN.	Craie à Belemnites plenus. Couche fossilifère de Rouen.	Marnes à Ostracées. Sables du Perche.	Marnes à Bel. plenus et Tourtia de Mons	Calc. à Caprina adversa. Zone à Heterodiadema libycum et Grès de Mondragon.	Calc. à Caprina adversa.	Calcaires à Ichthyosarcolithes et O. columba.	Plæner inférieur.
	ROTOMAGIEN.	Craie glauconieuse à Pecten asper.	Sables et grès du Maine. Glauconie à Ostrea vesiculosa.	Tourtia d'Assevent et de Sassegnies.	Zone à Anorthopygus orbicularis. Zone à Amm. Mantelli.	Calc. à Orbitolina concava.	Zone à Anorthopygus orbicularis.	Quadersandstein inférieur.

Digitized by Google

cipalement par des sables très glauconieux ou *grès verts*. Les fossiles de ce niveau sont *Belemnitella mucronata*, *Nautilus Dekayi*, *Baculites ovatus*, *Scaphites Conradi*, *Ostrea larva*, *Mosasaurus Missouriensis*, etc., c'est-à-dire des types daniens.

Groupe lignitifère des Montagnes Rocheuses. — Dans les États de Wyoming, de l'Utah et du Colorado, ainsi que sur le versant oriental des Montagnes Rocheuses, il existe une importante et puissante formation lignitifère (*Lignitic group*), dont les caractères mixtes semblent indiquer une zone de passage entre le groupe secondaire et le groupe tertiaire. En effet, des types incontestablement crétacés de *Marsupites*, *Inoceramus*, *Anchura*, *Gyrodes*, *Beryx* et *Megalosaurus* y sont associés à des gastropodes d'affinités tertiaires et à des végétaux que M. Lesquereux regarde comme éocènes.

Ajoutons que le système crétacé forme, en Amérique, une partie de la chaîne côtière du Pacifique et se poursuit jusqu'à l'île Vancouver, où l'on trouve des inocérames avec des trigonies.

Groënland. — Un gisement cénomanien de plantes terrestres a été découvert à Atané (Groënland), par Nordenskjœld. On y observe un bambou, une cycadée, des fougères de la tribu subtropicale des gleichéniées et des angiospermes parmi lesquelles domine un peuplier voisin de *Populus euphratica* (1), en compagnie de figuiers, de magnolias, etc. Des pins, des *Sequoia*, un ginkgo, *Salisburia primordialis*, complètent ce curieux ensemble, d'où les palmiers sont absents, tandis qu'à la même époque on en observe en Silésie et en Provence ; ce fait semble indiquer que la distinction des zones de climats commençait alors à se dessiner, au moins pour la région polaire.

QUATRIÈME SECTION

GROUPE TERTIAIRE OU NÉOZOIQUE

Caractères généraux de l'ère tertiaire. — L'ère tertiaire peut être définie d'un mot : c'est celle où les conditions physiques et biologiques, jusqu'alors remarquablement uniformes, se sont différenciées au point de produire la variété qui caractérise l'ère moderne. A la fin des temps crétacés, l'Europe, réduite à un petit massif central et pourvue d'un faible relief, commençait à prononcer un mouvement d'émersion. A travers de nombreuses vicissitudes, ce mouvement va désormais s'accentuer et les diverses phases en seront marquées par le soulèvement de hautes chaînes de montagnes. Tandis qu'au voisinage de

(1) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 204.

Digitized by Google

la dépression méditerranéenne les dépôts garderont en général le caractère marin, dans les contrées septentrionales une large part sera faite à l'élément lacustre ou saumâtre et peu à peu la mer sera rejetée dans ses limites actuelles. La zone chaude, après avoir longtemps défendu l'intégrité de son domaine, reculera tout à fait vers le sud; il suffira bientôt de la différence de latitude qui sépare la Provence de l'Angleterre pour passer d'une flore subtropicale à des forêts de conifères, en attendant que le refroidissement polaire gagne de proche en proche et entraîne la retraite de tous les végétaux qui ne peuvent s'accommoder des longs hivers.

L'accroissement des masses continentales et la variété des conditions qu'elles offrent désormais se traduisent par un changement notable dans les faunes et les flores terrestres. On y voit apparaître cette complication organique qui caractérise le progrès physiologique comme la division du travail est le signe du perfectionnement des civilisations matérielles. Les mammifères, longtemps atrophiés, se développent avec une vigueur extraordinaire et prennent possession du globe, tandis que le monde végétal déploie, avant l'invasion finale des froids septentrionaux, une ampleur et une diversité jusqu'alors inconnues. Le règne des gymnospermes est fini; la prépondérance appartient aux palmiers et aux arbres à feuillage caduc, dont le milieu de l'ère tertiaire verra l'apogée. Dans les mers, les céphalopodes ne jouent plus qu'un rôle restreint, les brachiopodes sont pauvrement représentés et la famille des ammonitidés a dit son dernier mot. En revanche, les lamellibranches abondent et avec eux les gastropodes, dont le développement s'explique par le caractère littoral de la plupart des formations de l'époque aujourd'hui émergées. Les faunes locales se multiplient, sous l'empire de conditions extérieures chaque jour plus diversifiées, préparant la variété des provinces zoologiques modernes.

En même temps, l'activité interne, endormie pendant de longs siècles, se réveille en donnant lieu, sur toute la surface du globe, à des manifestations grandioses, dont les phénomènes volcaniques actuels ne sont plus qu'un écho très affaibli. Les anciennes fentes de l'écorce se rouvrent; de nouvelles crevasses prennent naissance et, sur les parois des unes et des autres, les émanations internes déposent des matières diverses, où dominent l'or et l'argent. Ainsi peu à peu la terre se prépare pour recevoir dignement l'être qui doit régner en maître à sa surface.

Divisions de l'ère tertiaire. — L'ère tertiaire ou *néozoïque* a été depuis longtemps divisée par Lyell en trois périodes, dites *éocène*, *miocène* et *pliocène* (1) et distinguées les unes des autres d'après la proportion des formes actuelles de coquilles que renferment leurs faunes respectives. Cette proportion (qui dépend du reste de la rigueur avec laquelle on interprète la notion d'espèce) était, aux

(1) *Éocène* vient de *eôs*, aurore, et *kainos*, récent; c'est l'aurore des formes actuelles; *miocène* indique une proportion d'espèces modernes moindre (*meion*, moins), que celle du *pliocène* (*pleion*, plus).

Digitized by Google

yeux de Lyell, de 3 à 4 °/₀ dans l'éocène, de 17 à 20 °/₀ dans le miocène, de 40 à 50 °/₀ et plus dans le pliocène.

Le progrès des observations a conduit quelques géologues à proposer la création de nouveaux termes, tels que celui de *paléocène*, pour les premiers dépôts tertiaires, et d'*oligocène*, pour la période de transition entre l'éocène et le miocène, empiétant à la fois sur l'une et sur l'autre. Puis on a réuni le pliocène et ce qui restait de l'éocène dans un seul système sous le nom de *néogène*, en se fondant sur le changement marqué que l'ouverture de la période de la mollasse a apporté dans la géographie de l'Europe.

Sans nier ce qu'il y a de fondé dans cette dernière considération, nous croyons devoir maintenir l'ancienne division de Lyell. En effet, les faunes tertiaires s'étant succédé sans aucune discontinuité, il nous paraît illusoire de chercher à fonder, sur l'argument paléontologique, une division *rationnelle* de l'ère tertiaire. Toute coupure qu'on y introduit est nécessairement plus ou moins arbitraire et ne saurait convenir à la fois au bassin de la Méditerranée et à celui de la mer du Nord, tant, à cette époque, le caractère *épisodique* des formations est déjà accentué. Néanmoins comme à l'histoire du globe il faut des dates, nous pensons qu'il convient de chercher ces dernières, non dans la prédominance de telles ou telles formes de coquilles, mais dans quelques grands événements ayant affecté d'une manière sensible le relief de l'Europe. De ce nombre sont le soulèvement des Pyrénées et celui des Alpes, qui ont mis fin, le premier à la période éocène telle que l'entendait Lyell, le second à la période miocène. Nous admettrons donc le partage du groupe tertiaire en trois systèmes, *éocène*, *miocène* et *pliocène*, avec la conviction que cette manière de faire répond suffisamment aux besoins de la science actuelle, puisque même les géologues américains n'ont éprouvé aucune difficulté à s'y conformer.

CHAPITRE I

SYSTÈME ÉOCÈNE

§ 1

GÉNÉRALITÉS SUR LA PÉRIODE ÉOCÈNE

Caractères généraux de la période. — La période éocène a vu se produire les premiers efforts des continents, et en particulier de l'Europe, pour conquérir leurs dimensions et leur relief actuels. Déjà vers la fin des temps crétacés, un mouvement d'émersion marqué avait succédé à la grande dépression de la craie. Les sédiments éocènes attestent, dès le début, la lutte de l'Océan et de la terre ferme, surtout dans les contrées du Nord, où abondent les formations d'eau

Digitized by Google

douce, destinées à s'étendre de plus en plus au sud jusqu'à l'époque du soulèvement des Pyrénées.

Mais cette lutte n'a pas lieu dans le bassin de la Méditerranée, où les formations marines gardent quelque chose du caractère particulier qui distinguait cette région pendant les périodes antérieures; c'est-à-dire qu'on y voit dominer, se poursuivant sur de grandes étendues, des calcaires à la construction desquels les organismes ont pris une part notable. Seulement ce n'est plus ni à des dicérates ni à des rudistes que cette tâche est dévolue ; c'est à de simples protozoaires et surtout aux *nummulites*, qui ont mérité d'imposer leur nom à l'ensemble du système éocène méditerranéen ou *terrain nummulitique*.

Au moment où s'ouvre la période éocène, le climat de l'Europe est tempéré plutôt que très chaud; l'hiver est encore nul ou presque nul (1) et la végétation continentale paraît ne pas éprouver de variations sensibles entre le 40e et le 60e degré de latitude. Mais bientôt une révolution amène sur l'Europe la mer nummulitique, constituant une Méditerranée quatre ou cinq fois plus vaste que la nôtre et bouleversant toute l'économie géographique du continent. Ce dernier revêt une physionomie africaine. Sous l'influence d'une mer chaude, touchant au tropique vers le sud, s'établit un régime de saisons sèches et brûlantes alternant avec des saisons pluvieuses et tempérées, la température moyenne annuelle étant d'environ 25° sous la latitude de la Provence. Alors se trouve réalisée la plus grande élévation thermique que l'Europe ait connue dans les temps tertiaires (2). Les palmiers abondent en France, les cocotiers ou des arbres analogues prospèrent en Angleterre et les arbres à feuilles caduques semblent encore relégués sur les hauteurs, d'où ils ne descendront qu'à la fin de l'éocène. La période s'achève à peu près dans ces conditions, sans que les régions les plus voisines du pôle cessent de nourrir une végétation qui témoigne d'une moyenne annuelle supérieure d'une vingtaine de degrés à celle que l'on constate de nos jours dans les mêmes parages.

C'est d'ailleurs à ce moment que l'activité interne commence à se faire sentir, surtout par des éruptions de roches serpentineuses, qui accompagnent le soulèvement des Pyrénées et celui des Apennins, tandis que, plus au nord, d'abondantes émissions sulfureuses et ferrugineuses arrivent jusqu'à la surface.

Faune éocène. — Les premiers mammifères de l'éocène sont remarquables par leurs caractères mixtes. A côté de marsupiaux proprement dits, tels que *Plagiaulax*, *Didelphys*, etc., on trouve des placentaires dont l'organisation offre de nombreux points de contact avec celle des didelphes, *Arctocyon*, *Palæonictis*, *Pleuraspidotherium*, etc. Quelques uns d'entre eux, *Hyænodon*, *Pterodon*, *Proviverra*, prolongent leur existence jusqu'à la fin de la période. Ce caractère mixte s'accuse encore dans les *Adapis*, *Protoadapis*, *Plesiadapis*, alliés à la fois aux pachydermes et aux lémuriens, et dans *Cebochœrus*, établissant le passage des singes aux suiliens.

(1) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 207.
(2) De Saporta, *op. cit.*, p. 359.

Digitized by Google

Les vrais pachydermes deviennent bientôt florissants et sont représentés, les imparidigités par les genres *Palæotherium*, *Paloplotherium*, *Lophiodon*, *Coryphodon*, *Hyrachius*, *Hyracotherium*, *Pachynolophus*, etc.; les paridigités par *Chœropotamus*, *Dichobune*, *Anoplotherium*. Les ruminants, encore en très petit nombre, apparaissent tardivement avec *Xiphodon*, *Dichodon*, *Amphimeryx*, et les solipèdes, inconnus en Europe, commencent à se montrer en Amérique dans *Orohippus*, *Eohippus*, *Epihippus*, précurseurs du cheval. Dans la même région, la fin de l'éocène amène les curieux genres *Dinoceras* et *Uintatherium*, alliés à la fois aux éléphants, aux rhinocéros et aux sangliers, et qui semblent présager l'avènement des proboscidiens du miocène. Les carnivores n'offrent guère que le genre *Cynodon* et les quadrumanes paraissent débuter vers le déclin de la période avec *Cænopithecus* et *Palæolemur*.

Les grands oiseaux marcheurs sont représentés par *Gastornis* et *Eupterornis*.

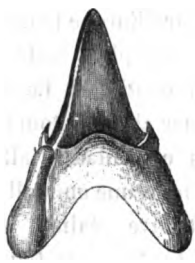

Fig. 497.

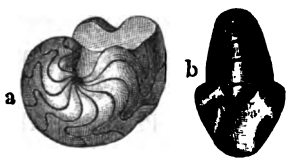

Fig. 498.

Fig. 499.

Fig. 497. *Otodus obliquus*, Ag. de l'argile de Londres. — Fig. 498. *Aturia ziczac*, Sow., du même gisement. Fig. 499. *Belosepia sepioidea*, d'Orb. sp., du calcaire grossier inférieur.

Fig. 500.

Fig. 501.

Fig. 502.

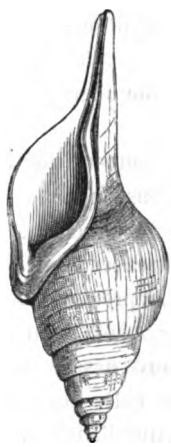

Fig. 503.

Fig. 504.

Fig. 500. *Terebellum* (*Seraphs*) *convolutum*, Lamk, du calc. grossier. — Fig. 501. *Cerithium tricarinatum*, Desh., des sables de Mortefontaine. — Fig. 502. *Melania inquinata*, Desh., des lignites du Soissonnais. — Fig. 503. *Fusus longævus*, Lamk., du calc. grossier. — 504. *Fusus bulbiformis*, Lamk., *id.*

Les reptiles sont des tortues, des crocodiliens et des sauriens, dont un, *Simædosaurus*, se relie par ses vertèbres biplanes aux reptiles secondaires. Les pois-

Digitized by Google

sons les plus nombreux appartiennent aux familles des raies, des myliobates, des chimères, des lépidostés et des amiadés. Les squales abondent, appartenant sur-

Fig. 505.

Fig. 506.

Fig. 507.

Fig. 505. *Limnæa longiscata*, Brongt., des sables du Soissonnais. — Fig. 506. *Voluta athleta*, Sol., de l'argile de Barton. — Fig. 507. *Typhis pungens*, Brand., de l'argile de Barton.

tout aux genres *Lamma*, *Otodus* (fig. 497), *Oxyrhina*. Les céphalopodes, devenus rares, sont représentés par *Nautilus*, *Aturia* (fig. 498), *Belosepia* (fig. 499),

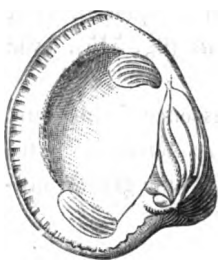

Fig. 508.

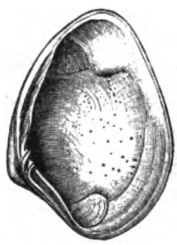

Fig. 509.

Fig. 508. *Venericardia* (*Cardita*) *planicosta*, Lamk., du calcaire grossier. — Fig. 509. *Cyrena cuneiformis*, Sow., des lignites du Soissonnais.

Beloptera. Les brachiopodes jouent un rôle très effacé, offrant quelques espèces de *Terebratula*, *Argiope*, etc. Mais les gastropodes déploient une extrême variété,

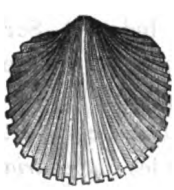

Fig. 510.

Fig. 511.

Fig. 512.

Fig. 513.

Fig. 510. *Cardium porulosum*, Lamk., du calc. grossier. — Fig. 511. *Cardium* (*Lithocardium*) *aviculare*, Desh., du calc. grossier. — Fig. 512. *Crassatella ponderosa*, Nyst., du calc. grossier. — Fig. 513. *Nummulites lævigata*, Lamk., du calc. grossier.

surtout en espèces des genres *Cerithium* (fig. 501), *Melania* (fig. 502), *Rostellaria*, *Voluta* (fig. 506), *Nerita*, *Terebellum* (fig. 500), *Fusus* (fig. 503, 504), *Typhis* (fig. 507), *Cassis*, *Conus*, *Oliva*, *Ancillaria*, etc.

Digitized by Google

Parmi les bivalves dominent *Crassatella* (fig. 512), *Cardita*, *Venericardia* (fig. 508), *Cardium* (fig. 510), *Lithocardium* (fig. 511), *Lucina*, *Fimbria*, etc.

Citons encore, parmi les bryozoaires, les *Lunulites;* parmi les polypiers, les *Turbinolia*, *Dendrophyllia*, *Lithodendron* et, en fait d'oursins, les *Echinolampas*, *Echinanthus*, *Pygorhynchus*, *Euspatangus*, *Cœlopleurus*, *Schizaster*, enfin les protozoaires, si abondants sous la forme des *Nummulites* (fig. 513, 514), *Assilina*, *Orbitolites*, *Operculina*, *Triloculina*, *Alveolina*, etc.

Dans les formations d'eau douce de la période, on recueille les *Unio*, *Paludina*, *Limnæa* (fig. 505), *Cyclostoma*, *Planorbis*, *Physa*, etc., et, dans les eaux saumâtres, les *Cyrena* (fig. 509).

Flore éocène. — La flore éocène forme, pour M. de Saporta, deux ensembles successifs ; le premier, dit *paléocène*, est encore étroitement lié à la flore crétacée. Il comprend quelques types tropicaux et d'autres appartenant aujourd'hui à la partie australe de notre zone tempérée. On y voit dominer les quercinées et les laurinées, *Laurus*, *Litsæa*, *Cinnamomum*, *Persæa*, *Sassafras* (fig. 515), avec des fougères des genres *Osmunda*, *Alsophila*, etc.

La flore *éocène* proprement dite correspond à une recrudescence de chaleur, coïncidant avec l'établissement de la mer nummulitique. Les terres de notre continent se trouvent envahies par des formes végétales offrant une grande affi-

Fig. 514.

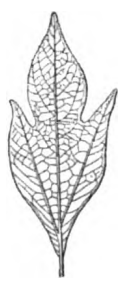

Fig. 515.

Fig. 516.

Fig. 514. Plaque de calcaire pyrénéen avec coupes de *nummulites*. — Fig. 515. *Sassafras primigenium*, Sap., du calc. de Sézanne. — Fig. 516. *Nipadites umbonatus*, Bowerb., de l'argile de Londres.

nité avec celles de l'Afrique, de l'Asie australe et de la mer des Indes (1). Sur l'emplacement actuel de Londres flottent des fruits assez analogues à des noix de coco, *Nipadites* (fig. 516), détachés d'un arbre servant de passage entre les pandanées et les palmiers. De vrais palmiers ou dattiers, du genre *Phœnix*, croissent dans le Velay, tandis que des *Sabalites* occupent l'Anjou, et que les *Flabellaria* prospèrent dans le bassin de Paris aussi bien qu'en Provence, où ils sont associés aux *Dracæna*, *Cercis*, *Acacia*, aux laurinées et aux protéacées. Tout cela constitue une végétation riche, variée, aux formes généralement petites, un peu coriaces, mais vivace et très diversifiée.

Il convient d'ajouter à cette énumération quelques algues très répandues dans

(1) De Saporta, *op. cit.*, p. 223.

Digitized by Google

les eaux marines éocènes, telles que les *Chondrites*, ensuite les algues calcaires *Dactylopora*, *Ovulites*, etc.

Divisions du système éocène. — Le système éocène avait été divisé par d'Orbigny en deux étages, le *Suessonien* (1) à la base et le *Parisien* au sommet. Nous conserverons cette division, en partageant chacun de ces étages en trois sous-étages ; ainsi le suessonien comprendra, de bas en haut, le *Maudunien* (2), correspondant aux systèmes *montien*, *heersien* et *landénien inférieur* des géologues belges : le *sparnacien* (3) ou étage des lignites du Soissonnais (*landénien supérieur*) : enfin l'*yprésien* de Dumont ou étage des *sables nummulitiques*. De même le parisien sera divisé en : *lutétien* (4) ou sous-étage du calcaire grossier de Paris ; *bartonien* (5) ou assises des sables de Beauchamp et du calcaire de St-Ouen ; *ligurien* (6) ou sous-étage du gypse et du calcaire de Brie, ces deux dernières dénominations étant empruntées à M. Ch. Mayer. Nous rappellerons que, pour beaucoup d'auteurs, le ligurien constitue l'*oligocène* inférieur, ce qui revient à dire que, partout où l'éocène supérieur est de formation marine, il se relie graduellement par sa faune au miocène inférieur marin.

§ 2

LE SYSTÈME ÉOCÈNE DANS LE BASSIN DE PARIS

Composition générale. — La coupe de l'éocène du bassin de Paris, devenue classique dès le commencement de ce siècle par la description de Cuvier et Brongniart, comprend les termes suivants :

II. Parisien.	6. Ligurien. .	Calcaire lacustre de la Brie.	
		Glaises vertes et marnes à cyrènes.	
		Marnes supragypseuses.	
		Gypse.	
	5. Bartonien.	Calcaire lacustre de Saint-Ouen.	
		Sables de Beauchamp.	
	4. Lutétien. .	Calcaire grossier.	
I. Suessonien.	3. Yprésien. .	Sables du Soissonnais.	
	2. Sparnacien.	Argiles et lignites.	
	1. Maudunien.	Marnes de Meudon et sables de Bracheux.	

A. ÉTAGE SUESSONIEN

Marnes de Meudon. Sables de Bracheux. Glauconie de La Fère. — L'assise la plus inférieure du système est celle des *marnes strontianifères* de Meudon. Ce

(1) Le mot de *suessonien* étant emprunté à *Suessiones*, nom latin de Soissons, il eût été plus correct d'écrire *suessionien* ; le désir de changer le moins possible les anciennes dénominations nous détermine à conserver le nom de d'Orbigny.
(2) De Meudon.
(3) De *Sparnacum*, Épernay.
(4) De *Lutetia*, Paris.
(5) De l'argile de Barton en Angleterre.
(6) Le nom, quelquefois employé, de *sextien* (*Aquæ Sextiæ*, Aix) ne nous a pas paru devoir être conservé à cause de la complication du groupe d'Aix.

Digitized by Google

sont des marnes blanches, onctueuses, contenant 20 % de carbonate de strontiane, 75 % de carbonate de chaux et 5 % d'argile (1). Leur épaisseur est de plusieurs mètres et l'on y peut distinguer deux horizons (2) : celui de la base contient des nodules calcaires durs, jaunâtres, d'apparence roulée, avec *Cerithium inopinatum*, *C. maudunense*, *Cornetia maudunensis*, *Uteria parisiensis*, *Polytripa eocenica* et semble devoir être placé à la hauteur du calcaire de Mons en Belgique (3). Celui du sommet renferme des concrétions blanchâtres, fissurées, entourées d'argile verte et contenant *Paludina aspersa*, *Bulimus Rillyensis*, *Helix hemisphærica*, c'est-à-dire les fossiles du calcaire de Rilly, près de Reims. A peu de distance au nord de Paris, les marnes de Meudon font défaut et l'on voit apparaître au même niveau les *Sables de Bracheux*, reposant en général sur la craie par un cordon horizontal de silex non roulés, à surface verdie, épais de quelques décimètres. A Bracheux, les sables sont glauconieux, puissants d'une dizaine de mètres et renferment *Ostrea bellovacina*, *Cyprina scutellaria*, *Cucullæa crassatina*, *Crassatella sulcata*, *Pectunculus terebratularis*, *Cardita pectuncularis*, *Lucina contorta*, *Voluta depressa*, etc. Les principaux gisements fossilifères sont ceux de Bracheux, d'Abbecourt et de Noailles.

Cette même assise constitue la *glauconie inférieure* de l'Aisne ou *glauconie de La Fère*, formée d'un sable à grain très fin, avec points verts de glauconie et une petite quantité de matière argileuse ou calcaire. Directement superposée à la craie, la glauconie a 6^{m} à La Fère, où elle a fourni les restes d'un mammifère, *Arctocyon primævus*. Elle s'agglomère quelquefois en un grès dit *tuffeau*.

Dans la plus grande partie de la Picardie, entre l'Oise et la Somme, la partie inférieure du suessonien est formée par la *glauconie inférieure*, offrant les divisions suivantes (4) :

4. Marne verdâtre de Marquéglise, avec rognons blancs, à *Ostrea heteroclita*.
3. Sables clairs ou jaunâtres, coquilliers, avec galets à la base.
2. Sables et grès blancs ou d'un vert clair, coquilliers (sables et grès de Gannes).
1. Sables glauconieux, sans fossiles, avec conglomérat de silex verdis à la base (Glauconie de La Fère).

L'assise 1, épaisse d'environ 7^{m}, est la plus constante. Les trois autres ont ensemble de 5 à 6^{m}. La troisième correspond à l'horizon fossilifère de Bracheux.

Sables de Châlons-sur-Vesle. Calcaires de Rilly et de Sézanne. — Lorsqu'on s'avance vers le sud en suivant la lisière orientale de l'Ile-de-France, on voit le sous-étage maudunien changer de caractères. La base en est formée par les *sables de Châlons-sur-Vesle*, divisibles en trois zones (5) : 1° zone inférieure (10^{m}) de Brimont, Jonchery, Châlons-sur-Vesle ; sables marneux, gris ou glauconieux, alternant avec trois couches de grès quartzeux, à *Cyprina scutellaria*, *Ostrea eversa* ; 2° zone moyenne (10 à 12^{m}) de sables silicéo-calcaires, avec la

(1) Jannettaz, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXIX, p. 41.
(2) *Bull. Soc. géol. de France*, réunion extraordinaire de 1878 à Paris.
(3) V. *infra*, p. 1003.
(4) De Mercey, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 26.
(5) Lemoine et Aumonier, *Assoc. française*, 1880, p. 605.

Digitized by Google

riche faune de Châlons-sur-Vesle, *Lyonsia plicata*, *Corbula regulbiensis*, *Cardium Edwardsi*, *Ostrea eversa*, *O. bellovacina*, *Voluta depressa*, *Beloptera Levesquei*, etc. ; 3° sables quartzeux dits *sables de Rilly* (12m), parfois tout à fait blancs, souvent violacés ou rosés, avec lits de galets roulés, séparés de la zone précédente par un sable ferrugineux agglutiné, à empreintes de fossiles marins.

Au dessus de ces sables apparaissent les *marnes et calcaires de Rilly*, épais de 0m50 à 4m, avec *Physa gigantea*, *Paludina aspersa*, *Cyclas Rillyensis*, *Helix hemisphærica*, *H. Arnouldi*, *Cyclostoma Arnouldi*, etc.

Aux environs de Sézanne, le calcaire de Rilly se présente, avec les mêmes fossiles, sous la forme d'un travertin très riche en empreintes végétales, étudiées par M. de Saporta (1). Au-dessus de la craie on observe d'abord un dépôt sableux sans stratification, à nodules creux de silice, sur lequel s'appuient des bancs plus ou moins continus de travertin, dont l'épaisseur atteint 5m. Les couches sont concrétionnées, pétries de cavités et de tubulures sinueuses, avec empreintes végétales disposées dans tous les sens et tubes de phryganes. C'est évidemment le lieu d'une ancienne cascade, entourée d'arbres grandioses.

Les plantes les plus abondantes sont *Chara minima*, *Marchantia Sezannensis*, *Asplenium Wegmanni*, *Alsophila thelypteroides*, *Juglandites cernuus*, *J. perampius*, etc. De grands lauriers, notamment *Sassafras primigenium*, des noyers opulents, de puissantes tiliacées, des magnolias, donnent à cette flore exubérante une physionomie exotique et d'affinités tropicales. Cependant il s'y trouve une vigne et un lierre, *Hedera prisca*, à peine distinct du lierre d'Irlande (2). Les cavités du travertin ont en outre permis à M. Munier-Chalmas de reconstituer les curieux insectes qui fréquentaient la cascade de Sézanne.

Argile plastique de Paris et du Soissonnais. — L'*argile plastique*, avec les lignites qui lui sont subordonnés, couronne soit les marnes de Meudon, soit les sables de Bracheux ou ceux de Châlons-sur-Vesle, débordant du côté de l'ouest les assises inférieures pour reposer directement sur la craie. Son épaisseur très inégale (car elle n'a que quelques mètres à Meudon et les sondages accusent 50m de puissance sous Saint-Denis) permet de croire que ce dépôt, exclusivement lacustre à l'ouest, mélangé au nord et à l'est d'éléments saumâtres, a servi à combler les inégalités du fond de la cuvette parisienne (fig. 517).

L'argile plastique débute aux Moulineaux par un conglomérat ossifère dit *conglomérat de Meudon* (3), formé de trois couches : à la base, un lit de 0m60 de fragments roulés de craie et de calcaire pisolithique avec anodontes, paludines, cyclades, tortues, *Crocodilus depressifrons*, *Gastornis parisiensis*, *Coryphodon anthracoideus* ; ensuite 1m à 1m60 d'argile feuilletée avec gypse, lignite et coquilles d'eau douce, *Unio antiqua*, *Anodonta Cuvieri*, *Physa Heberti*, *Paludina lenta*,

(1) *Mém. Soc. géol. de France*, 2e série, VIII.
(2) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 219.
(3) Ch. d'Orbigny, *Bull. Soc. géol. de France*, 1re série, VII, p. 281.— Hébert, *ibid.*, 2e série, XI, p. 418. — Vélain, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VI, p. 660.

Digitized by Google

puis 1m50 d'argile schisteuse grise avec de belles empreintes végétales. Le même conglomérat existe à Bougival, où il est sensiblement plus épais.

Au-dessus du conglomérat, dont les couches lignitifères ont fourni à Vaugirard des morceaux de succin, avec *Physa Heberti*, *Paludina suessionensis*, etc.,

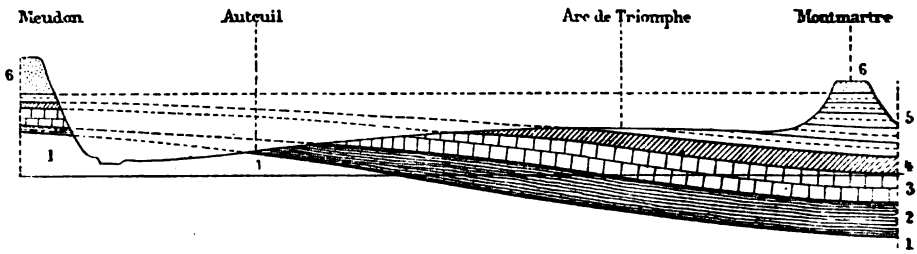

Fig. 517. - Diagramme indiquant la disposition des couches tertiaires sous Paris.
Échelle des hauteurs $\frac{1}{10\,000}$.

1, craie et calcaire pisolithique; 2, argile plastique; 3, calcaire grossier; 4, sables de Beauchamp et calcaire de Saint-Ouen; 5, gypse et glaises vertes; 6, sables de Fontainebleau.

vient une couche de glaise panachée de rouge et de gris, que surmonte la véritable argile plastique, gris-bleuâtre, et exploitée pour tuiles et tuyaux : cette argile se divise en *glaises* proprement dites et *fausses glaises*, séparées par une couche d'environ 2m d'un sable quartzeux fin, argileux et lignitifère, avec concrétions de pyrite et de fer carbonaté lithoïde. La couche sableuse prend de plus en plus d'importance à mesure qu'on se dirige vers le Soissonnais où, en revanche, l'argile plastique est très peu développée. Dans la forêt de Compiègne, les sables, très blancs, ont 10m d'épaisseur et contiennent quelques lits de galets roulés. Ils sont surmontés d'une glaise à *Ostrea bellovacina*, que couronne souvent un banc de calcaire tantôt compact, tantôt tufacé, ordinairement fétide, à *Physa columnaris* et *Planorbis sparnacensis*.

Argiles à lignites du Laonnois et de la Champagne. — Poudingue de Nemours. — Dans le Laonnois, au-dessus de la glauconie inférieure, on observe une argile plastique, pyriteuse et gypsifère, que surmontent les *lignites pyriteux* ou *cendres noires* du Laonnois et du Soissonnais; ces lignites, dont l'épaisseur ne dépasse pas 4m, sont exploités pour la fabrication de la couperose et de l'alun. De temps en temps il se développe à leur partie supérieure un calcaire lacustre marneux et bitumineux. Par-dessus viennent des glaises et des sables argileux à *Ostrea bellovacina*, *Cyrena cuneiformis*, *Cerithium variabile*, susceptibles de se transformer latéralement en un grès quartzeux à pavés, avec cyrènes. C'est le grès de Molinchart, qui atteint 15 à 20m de puissance.

Aux environs de Reims, le conglomérat de Meudon se reproduit sous la forme du *Conglomérat de Cernay*, épais de 0m50 à 7m et où, dans une gangue argileuse ou sableuse et lignitifère, M. Lemoine a recueilli une très intéressante faune de mammifères (1), *Arctocyon Dueili*, *Pleuraspidotherium Aumonieri*, *Pro-*

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 345; X, p. 96.

Digitized by Google

toadapis, *Plesiadapis*, etc. avec *Gastornis Edwardsi*, *Eupterornis remensis*, *Trionyx*, *Emys*, *Simædosaurus*, etc. Au-dessus viennent les *marnes lacustres de Chenay* (1 à 10^{m}), avec cyclades et planorbes, que couronnent 10 à 12^{m} d'argiles à lignites, entremêlées de sables à cailloux roulés et de grès. Ces argiles sont le gisement des *Cyrena cuneiformis*, *Melania inquinata*, *Cerithium variabile*, *C. turris*, etc. Sur quelques points, le sable est à gros grains et contient *Teredina personata* avec de nombreux mammifères, *Plesiadapis*, *Hyænodictis*, *Proviverra*, *Lophiodon*, etc.

Plus au sud, dans la région d'Épernay et de Châlons, la base des lignites offre souvent, au milieu des marnes, des bancs de calcaire lacustre, tantôt marneux, tantôt compact, *à Physa columnaris* (Mont-Bernon). Au-dessus de cet ensemble, épais de 6 à 7^{m}, viennent les marnes lignitifères à cyrènes et à cérithes, qui n'ont guère plus d'un mètre au Mont-Bernon (1). Enfin le tout est couronné, au Mont-Bernon comme à Ay, Cuis et Chavot, par 3 ou 4^{m} de sables quartzeux fins, blancs ou violacés, avec veines minces et irrégulières d'argile grise ; c'est le gisement d'*Unio truncatosa*, *Teredina personata*, etc. A leur base, ces sables, argileux et plus grossiers, renferment des troncs silicifiés.

Sur le bord méridional de l'Ile-de-France, l'argile plastique, bariolée de teintes vives et employée pour la porcelaine aux environs de Montereau, occupe dans la craie des poches où elle est associée à un conglomérat de gros silex roulés. Ce conglomérat, cimenté par un ciment siliceux, donne le *poudingue de Nemours*. Avec l'argile, remarquable par sa pureté, s'observent des sables granitiques ; aussi quelques auteurs regardent-ils l'arrivée de l'argile et des sables comme due à des phénomènes thermaux (2).

Picardie. Sables de Sinceny. — Dans la Picardie méridionale, aux environs de Montdidier, l'argile plastique, grise, jaune ou violette, semble raviner les sables glauconieux, comme si elle était le produit d'épanchements thermaux venus de la profondeur (3). Sa base offre des lentilles calcaires formant en quelques points, notamment à Mortemer et à Pronleroy, un calcaire lacustre gris, se débitant en dalles, à la face inférieure desquelles adhèrent des valves d'*Ostrea bellovacina*. Au-dessus vient l'assise des lignites, qui se termine habituellement par un cordon coquillier, souvent épais de 2^{m}, avec *Ostrea bellovacina*, *Cyrena cuneiformis*, *Melania inquinata*. Alors apparaissent des sables jaunes, d'origine marine, épais de 9^{m} au moins dans le Noyonnais et dont le fossile le plus caractéristique est *Pectunculus terebratularis*, associé à *Ostrea bellovacina*, *O. sparnacensis*, *Cerithium turbinoides*, *Cyrena cuneiformis*, etc. Ce sont les *sables de Sinceny*, près La Fère, qui établissent la transition entre l'assise des lignites et celle des sables nummulitiques du Soissonnais (4) et qui paraissent correspondre à peu près aux couches à térédines de la Champagne. Le sommet des sables de

(1) Hébert, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, V, p. 399.
(2) Douvillé, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VI, p. 699.
(3) De Mercey, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 19.
(4) De Mercey, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VI, p. 200; VII, p. 579.

Digitized by Google

Sinceny est formé par une couche très constante de petits galets noirs, qu'on retrouve en de nombreux points de l'Ile-de-France et que surmontent quelquefois des grès marins.

Vexin, Normandie, Boulonnais. — Dans le Vexin normand, à Neaufles-Saint-Martin et à Dangu (1), l'argile plastique, d'un gris jaunâtre ou noirâtre, avec sable jaune, est mélangée de galets siliceux roulés, de forme ovalaire, déprimés et parfois agglomérés en poudingue. C'est le commencement d'une formation, probablement du même âge que les sables de Sinceny, qui paraît s'être étendue sur la Normandie tout entière, où elle a laissé comme témoins des galets, des blocs de grès (grès à pavés de Rocquemont) et des poches de sables. A Neaufles, une des argilières renferme un véritable lit à ossements de tortues, crocodiles et mammifères, avec écailles de *Lepidosteus Maximiliani*.

Nous rattacherons au type parisien du Suessonien, malgré leur éloignement du bassin de Paris proprement dit, quelques affleurements isolés qui préparent la transition de l'éocène français aux types anglais du système. C'est à ce titre que nous décrirons ici les gisements de Dieppe et de Montreuil.

Auprès de Dieppe, à Varangeville, on observe la succession suivante (2) :

5. Argile plastique grise.
4. Sables, grès et poudingues à galets très roulés.
3. Sables fins.
2. Argile plastique et bancs d'huîtres, avec sables et filets de lignite à *Ostrea bellovacina*, *Melania inquinata*, *Cyrena cuneiformis*, etc.
1. Sables jaunes ou verdâtres, avec silex de la craie non roulés.

Les assises 4 et 5 ont une douzaine de mètres ; le reste en a 15.

Des lambeaux éocènes analogues existent aux environs de Montreuil-sur-Mer, où un sable fin, avec blocs de grès, supportant un minerai de fer à moules de cyrènes (Saint-Josse), sert de base à une argile plastique grise, à fossiles ordinaires des lignites, que couronnent des galets noirs parfaitement roulés.

Sables nummulitiques du Soissonnais. — Les *sables du Soissonnais* ou *sables nummulitiques* ne commencent à se développer qu'au nord de Paris. Ils

Fig. 518. — Coupe de Compiègne à Cuise-la-Motte (d'après M. Vélain).

1, craie blanche; 2, sables de Bracheux ; 3, argile plastique et lignites; 4, calcaire lacustre; 5, sables de Cuise; 6, calcaire grossier.

atteignent dans la vallée de l'Aisne leur plus grande épaisseur, qui dépasse 50 mètres (fig. 518). Ce sont des sables fins, siliceux, jaunes, micacés et glauconieux à la base, calcarifères, gris et verdâtres au milieu, avec veinules argileuses et lignitifères. A divers niveaux, ils contiennent des rognons tuberculeux de grès calcaire

(1) Vasseur, *Bull. Soc. géol. de France* 3e série, IV, p. 295.
(2) Dollfus, *Bull. de la Soc. géol. de Normandie*, 1880.

Digitized by Google

ou dolomitique, parfois siliceux, dits *têtes de chat*. Leur fossile le plus caractéristique et le plus constant est une petite nummulite, *Nummulites planulata*. C'est surtout à la partie supérieure des sables du Soissonnais que se concentrent les fossiles; ils y forment deux horizons distincts, séparés par une masse de sable dont l'épaisseur, qui n'est que de 2m à Laon, atteint 10m à Cœuvres (1). L'horizon inférieur, dit d'Aizy ou de Vic-sur-Aisne, contient surtout *Rostellaria Geoffroyi*, *Natica splendida*, *Cerithium gibbosulum*, *Turritella edita*, *T. hybrida*, *Crassatella Thallavignesi*, *Cytherea suessionensis*, *Pectunculus ovatus*. L'horizon supérieur, dit de Cuise-la-Motte ou de Mercin, est caractérisé par *Melania vulcanica*, *Melanopsis Parkinsoni*, *Nerita Schmidelliana*, *Neritina tricarinata*, *Cerithium papale*, *C. acutum*, *C. detritum*, *Pholas Levesquei*, *Cyrena Gravesi*, *Nummulites planulata*, etc. L'abondance et la bonne conservation des espèces d'estuaire ou de rivage prouvent le caractère littoral du dépôt.

A leur partie supérieure, les sables nummulitiques de l'Aisne se chargent d'argile et de glauconie et passent insensiblement au calcaire grossier, à la base duquel ils forment un niveau d'eau assez constant; c'est à cette nappe que s'alimentent les puits de la ville de Laon.

Dans l'Oise, à Hérouval, un très riche gisement fossilifère, qui occupe le sommet de l'assise des sables nummulitiques, offre un remarquable mélange de la faune propre à ces sables et de celle du calcaire grossier (2).

B. ÉTAGE PARISIEN

Calcaire grossier. — Le *calcaire grossier*, très important en raison de sa

DIVISIONS PRINCIPALES.	DIVISIONS SECONDAIRES.	ÉPAISSEURS. MINIMUM.	ÉPAISSEURS. MAXIMUM.
Caillasses.	Caillasses sans coquilles, Tripoli de Nanterre.	0m,60	6m,00
	Caillasses coquillières ou Rochette.	0m,50	2m,00
Calcaire grossier supérieur ou à Cérithes.	Roche (de Paris).	0m,25	1m,00
	Bancs francs, id.	1m,00	4m,00
	Clicquart.	0m,60	4m,00
	Banc vert.	1m,00	6m,00
	Banc Saint-Nom.	0m,50	1m,00
Calcaire grossier moyen ou à Miliolites.	Banc royal.	0m,30	1m,00
	Vergelés et Lambourdes.	1m,00	10m,00
Calcaire grossier inférieur.	Banc à verrains.	0m,60	6m,00
	Banc Saint-Leu.	2m,00	10m,00
	Banc à Nummulites.	1m,00	12m,00

constance dans la région parisienne et de son emploi dans les constructions, est

(1) Vélain, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VI; Réunion extraord. à Paris, 1878.
(2) De Raincourt, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, IX, p. 389.

Digitized by Google

formé par un ensemble varié de couches fossilifères, où dominent les calcaires à texture grossière, avec de nombreux foraminifères. Dans son épaisseur, variable de 10 à 45 mètres, on peut distinguer les divisions du tableau ci-dessus (1).

Calcaire grossier inférieur. — L'assise inférieure est constituée, à Paris, par une *glauconie grossière*, espèce de poudingue calcaire à grains de silex noirs et verts et de glauconie, contenant des dents de squales avec *Turbinolia elliptica* et *Nummulites lævigata*. Dans le Soissonnais et le Laonnois, c'est un sable calcaire jaunâtre, peu chloritè, souvent agglomèrè en une pierre de taille (Festieux, Mont Ganelon, etc.), dite *pierre à liards* à cause de l'abondance des nummulites. *N. lævigata*, *N. numismalis* et reposant, par une couche à *Cardium hippopeum* et *C. porulosum*, sur un poudingue glauconieux à *Turbinolia* et *Lunulites urceolata*.

Le Banc Saint-Leu est surtout développé aux environs de Creil; il donne une pierre fine et grasse, qu'on exploite à Saint-Maximin et aussi à l'Isle-Adam, où elle constitue la *Roche des Forgets*. A Liancourt, le même horizon est composé de bancs solides à *Fimbria lamellosa*, *Lucina gigantea* et à Pont-Sainte-Maxence, on y recueille *Nautilus Lamarcki;* mais là, le calcaire se transforme par places en un sable dolomitique. A Grignon, cette couche est à l'état de sable calcaire meuble et glauconieux.

Le *banc à verrains* est ainsi nommé de l'abondance de *Cerithium giganteum* (2). En général, c'est un calcaire solide, glauconieux et très coquillier, à *Turritella imbricataria*, *T. carinifera*, *Crassatella tumida*, *Venericardia planicostata*, formant le banc Saint-Jacques des carriers de Paris. Meuble à Grignon, où il contient, comme à Vaugirard, des oursins des genres *Echinolampas*, *Echinanthus*, *Pygorhynchus*, avec *Crassatella tumida*, *Pectunculus pulvinatus*, *Voluta cithara*, etc., et se termine par un lit à *Cerith. serratum*, il devient blanc dans le Valois où il donne la pierre de Crépy et Villers-Cotterets. A Parnes et à Chaussy, c'est un sable calcaire, remarquable par le nombre et l'admirable conservation de ses fossiles.

Dans le Vexin français, tout le calcaire grossier inférieur ne forme qu'une seule masse glauconieuse, fournissant la pierre de taille de Chérence, Vallangoujard, Saillancourt. Sur les limites du Vexin normand, à Ecos, Fours, Cahaignes, il n'y a plus qu'un sable grossier à becs de céphalopodes et dents de squales, *Carcharodon*, *Otodus*, *Lamna*, supportant un sable vert remarquable par l'abondance des échinodermes, *Macropneustes minor*, *Hemiaster subglobosus*, *Cassidulus faba*, *Lenita patellaris*, *Pygorhynchus grignonensis*, *Cœlopleurus radiatus*, *Echinocyamus inflatus*, *Scutellaria placentula*, avec les fossiles de la base de Grignon (3). De l'autre côté du bassin, en Champagne, c'est un sable calcaire marneux, contenant les beaux gisements fossilifères à *Cerithium giganteum* et *Crassatella plumbea* de Fleury-la-Rivière et de Damery.

Calcaire grossier moyen et supérieur. — Le calcaire grossier moyen

(1) Michelot, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, XII, p. 1845.
(2) Dont le moule interne ressemble à une vis ou *verrain*.
(3) Goubert, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XVII, p. 146.

Digitized by Google

forme des bancs peu épais, mal agrégés, dits *vergelés* et *lambourdes*. Sa partie supérieure fournit un *banc royal* à *Orbitolites complanata*, *Cerithium lamellosum*, *Fusus Noæ*, *Cardium aviculare*, *Terebellum convolutum*. Cette assise, souvent à l'état de sable meuble, contient de nombreux petits foraminifères (*Triloculina*, etc.) dits *Miliolites* à cause de leur ressemblance avec des grains de millet.

Le calcaire grossier supérieur offre une composition assez complexe. Sa base est caractérisée par l'intercalation d'un lit d'eau douce, dit *banc vert*, entre deux bancs marins; l'inférieur est la *roche de Saint-Nom;* le supérieur ou *cliquart* a fourni autrefois les excellentes pierres dites *liais* de Vaugirard, Bagneux et Créteil. La faune des deux lits marins est la même et se caractérise par *Cerithium angulosum*, *C. interruptum*, *C. denticulatum*, *C. calcitrapoides*, *Turritella fasciata*.

Quant au banc vert, où domine *Cerithium lapidum*, c'est un lit marneux reposant parfois sur une argile verte lignitifère avec restes végétaux, poissons et *Lophiodon* et couronné par une couche à limnées, paludines et *Cyclostoma mumia*. Au Trocadéro, cet horizon a fourni une flore intéressante, à *Nipadites Burtini*, *Ottelia parisiensis*, *Nerium parisiense*, attestant la présence d'un estuaire, dans le voisinage duquel croissaient des palmiers-éventails, des conifères et des *Dryandra*, c'est-à-dire une flore d'aspect africain.

Les *Roches* et *bancs francs*, qui viennent ensuite, sont des calcaires durs à cérithes (*grignards*) avec *Cer. denticulatum*, *C. cristatum*, *C. angulosum*, *C. lapidum*, *Natica mutabilis*, *Lucina saxorum*, alternant avec des lits d'eau douce à *Cycl. mumia*, dont l'un fournit la pierre à chaux de Mont-l'Évêque, près Senlis.

Caillasses. Types d'eau douce du calcaire grossier. — Les *caillasses* sont des lits minces alternatifs de marnes quelquefois magnésiennes, de calcaires compacts et de lits siliceux. Les caillasses coquillières renferment des bancs de *rochette* à *Corbula anatina*, recouverts par des couches à *Anomia tenuistriata*, *Cer. lapidum*, *C. cristatum*, *C. echidnoides*. Dans l'Aisne, les coquilles de cet horizon sont transformées en silex translucide.

Les caillasses sans coquilles sont des calcaires compacts à dendrites, des sables calcaires ou siliceux, des calcaires crayeux (*tripoli* de Nanterre), des lits de silex carié, parfois avec cristaux de quartz limpide et de fluorine, enfin des marnes contenant des pseudomorphoses de gypse aciculaire en silice.

Le calcaire grossier se prolonge, au sud-est de l'Ile-de-France, par des dépôts d'eau douce qui se relient intimement au banc vert. Cette liaison est évidente à Longpont (Aisne), où, sous la roche à cérithes, on observe, reposant sur une glaise téguline d'un vert foncé, un lit de calcaire à *Planorbis Chertieri*, *Bythinia conica*, *B. Deschiensi*, *Cer. lapidum*. Le même horizon existe à Saint-Parres (Aube) et à Provins, où il est formé de calcaires blancs avec nids de marnes blanches, très douces au toucher et de calcaires fossilifères jaunâtres avec lits durs intercalés. Sa faune se compose de *Planorbis Leymeriei*, *Bythinia Deschiensi*, *Achatina Nodoti*, *Paludina novigentiensis*, etc., avec des dents de *Lophiodon*.

C'est encore à cette assise que doit être rapporté le travertin de Morancez, près

Digitized by Google

Châteaudun, où des marnes pulvérulentes, formées de carbonate de chaux presque pur, alternent avec des calcaires durs à *Planorbis Leymeriei*, *P. Chertieri*, *Helix Chertieri*, *Limnæa Michelini*, etc.

Sables de Beauchamp. — L'assise des *sables de Beauchamp* ou *sables moyens* (1), dont la puissance se maintient entre 10 et 15^{m}, est remarquable par sa faune, assez variable pour qu'on y distingue plusieurs niveaux fossilifères, qui sont, de la base au sommet, celui d'*Auvers*, celui de *Beauchamp* et celui de *Mortefontaine*.

L'horizon d'Auvers, qu'on retrouve à Acy-en-Multien, Lizy-sur-Ourcq, Mary, Nanteuil-le-Haudouin, est caractérisé par des fossiles roulés, souvent brisés, des galets siliceux et de nombreux polypiers, avec fragments de calcaire perforés par des lithophages. Ses fossiles principaux sont *Cerithium trochiforme*, *Turritella sulcifera*, *Ostrea cubitus*, *Nummulites variolaria*, *Dendrophyllia cariosa*, *Lithodendron irregulare*, etc. A Cormeil, il est représenté par des grès concrétionnés à *Numm. variolaria*, *Turritella Heberti*, *Cardium obliquum*, etc.

Le second horizon, développé à Beauchamp, près d'Herblay, sous la forme d'un sable blanc avec grès à pavés, contient une riche faune, caractérisée, à la base, par *Cerithium mutabile*, *C. tuberculosum*, *Melania lactea*, *Ostrea cucullaris*, *Cyrena deperdita*, *Psammobia nitida*, *Corbula gallica*, *Lucina saxorum*, *Mytilus Rigaulti* et au sommet, par *Cerithium Bouei*, *C. scalaroides*, *Melania hordacea*, *Cytherea elegans*. Cette même faune se retrouve, très richement représentée, au Guépelle près de Louvres, ainsi qu'à Ermenonville, où sa partie supérieure abonde en *Cerithium mixtum*.

A ce niveau se montre à Beauchamp, immédiatement au-dessus du sable verdâtre à *Melania hordacea*, un calcaire lacustre en plaquettes qui devient plus caractérisé dans le Valois, où il forme le *calcaire de Ducy* (2), à *Limnæa arenularia*, *Nystia microstoma*, etc. A Lizy-sur-Ourcq, c'est un calcaire marin gréseux, en partie dolomitique, à *Cytherea elegans* et *Portunus Hericarti*, qui occupe à peu près la même place (3).

Au dessus de ce calcaire vient à Beauchamp un calcaire gréseux ou une marne à *Avicula fragilis* (*A. Defrancei*) qui se transforme, aux environs de Mortefontaine, en un sable très coquillier à *Fusus polygonus*, *F. subcarinatus*, *Cerithium Cordieri*, *C. pleurotomoides*, *C. tricarinatum*, *Corbula angulata*, etc. A Paris, la couche à avicules est à l'état de calcaire ou de grès, couronnant un sable fin jaune-verdâtre.

Calcaire de Saint-Ouen. — Enfin, après ce dernier retour de l'élément marin, le facies lacustre, qui s'était déjà essayé dans le calcaire de Ducy, reprend le dessus avec le *calcaire de Saint-Ouen* (*travertin inférieur* des auteurs),

(1) Cette dénomination a été créée par d'Archiac, qui donnait le nom de sables *inférieurs* aux diverses assises de sables subordonnées à l'argile plastique et celui de sables *supérieurs* aux sables de Fontainebleau.

(2) Tournouër, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, IV, p. 476.

(3) Goubert, *id.*, 2e série, XVII, p. 445.

Digitized by Google

ensemble de marnes, parfois avec silex nectique, de calcaires marneux et de calcaires durs en plaquettes, épais de 10 à 20^{m} et contenant *Limnæa longiscata*, *Bythinia pusilla*, *Cyclostoma mumia*, *Planorbis rotundatus*. Ce calcaire, exploité pour l'empierrement en divers points de l'Ile-de-France, se transforme, aux environs de Reims, en un ensemble de marnes, d'argiles et de calcaires plus ou moins siliceux, passant souvent à la meulière, avec *Limnæa longiscata*, *L. acuminata*, *Planorbis rotundatus*, etc. Les mêmes couches, à Germaine, près d'Épernay, contiennent des lentilles d'argile réfractaire. Plus au sud, on trouve à ce niveau le *calcaire fibreux* de *Provins*, qui passe au *marbre de Givry*.

Gypse et Marnes. — L'assise du gypse parisien, dont l'épaisseur est de 50^{m} à Montmartre, de 55^{m} à Sannois, de 30^{m} à Enghien et de 15^{m} sous le plateau de Carnelle, est constituée par des assises alternatives de marnes, tantôt marines, tantôt lacustres et de gypse ou pierre à plâtre, saccharoïde et parfois cristallisé. Quand la formation est complète, on y peut distinguer les horizons suivants :

Marnes supra-gypseuses.	11. Marnes blanches de Pantin à *Limnæa strigosa*.
	10. Marnes bleuâtres pyriteuses.
Formation gypseuse.	9. Première Masse ou Haute Masse du gypse.
	8. Marne à ménilite.
	7. Marne à rognons de gypse en fer de lance.
	6. Deuxième Masse du gypse, avec marne à cérithes.
	5. Marne jaune à *Lucina inornata*.
	4. Troisième Masse du gypse.
	3. Marne à *Pholadomya ludensis*.
	2. Quatrième Masse du gypse.
	1. Grès et sable verdâtre d'Argenteuil à *Mytilus Biochei*.

La couche n° 1, qui contient *Cerithium concavum*, *C. tricarinatum*, *C. Cordieri*, *Lucina saxorum*, est un retour de la mer des sables de Beauchamp par-dessus le calcaire de Saint-Ouen. Alors commence la formation gypseuse, par la quatrième masse, l'horizon d'ailleurs le plus restreint et le moins constant, que surmonte, à Argenteuil ainsi qu'à Montmartre, la marne marine à *Pholadomya ludensis*. Cette marne contient *Macropneustes Prevosti*, *Cerithium tricarinatum*, *Corbula pixidicula*, *Cardium granulosum*, *Psammobia neglecta*. Son épaisseur est de 4^{m}. Le gypse reprend ensuite, plusieurs fois interrompu par des retours de l'élément marin, ramenant, selon Deshayes (1), des fossiles où l'on constate l'association des formes marines de l'éocène avec celles du miocène inférieur.

La première masse du gypse, la plus constante, la plus étendue et, généralement aussi la plus épaisse de toutes (elle a 20^{m} à Montmartre), est le principal gisement des mammifères décrits par Cuvier, *Palæotherium magnum*, *P. medium*, *P. minus*, *Anoplotherium commune*, *Xiphodon gracile*, etc. Elle est remarquable par sa division prismatique, qui lui a fait donner le nom de *hauts piliers*. La régularité des assises du gypse ne permet pas d'attribuer ce minéral à la transformation ultérieure d'un dépôt calcaire. Il a dû y avoir précipitation immédiate du gypse par l'arrivée, dans une eau lacustre chargée de sels calcaires, d'émanations riches en gaz sulfureux.

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIII, p. 327.

Digitized by Google

Une assez grande épaisseur de marnes surmonte la première masse du gypse ; celles du bas, très pyriteuses, sont d'un gris bleu prononcé lorsqu'elles n'ont pas encore été exposées à l'air ; celles du haut, très blanches et revêtues sur leurs fissures de dendrites manganésées, contiennent à Pantin *Limnæa strigosa*, *Bythinia Duchasteli* ou *B. plicata*, *Cyclostoma truncatum*, *Planorbis planulatus*. On les retrouve jusqu'à Château-Thierry, ce qui atteste l'étendue du lac sur les bords duquel vivaient les mammifères contemporains du *Xiphodon*, et dans la vallée de l'Essonne, où elles sont en rapport étroit avec le calcaire de la Brie (1).

Calcaire de Champigny. — L'assise du gypse subit, dans le voisinage immédiat de Paris, une curieuse transformation, qui l'amène à l'état de travertin. C'est à Champigny-sur-Marne que s'observe ce changement. Là, comme l'a prouvé M. Hébert (2), le travertin exploité pour pierre à chaux, épais de 9^{m} et remarquable par ses veines de calcédoine, est superposé à des marnes à *Pholadomya ludensis*, tandis qu'il est recouvert par des marnes à *Cyclostoma truncatum*, précédant les glaises vertes. Des observations faites aux environs de Château-Thierry (3) donnent à croire que c'est avec les deux masses supérieures du gypse que le calcaire de Champigny doit être identifié.

Ce facies calcaire se prolonge assez loin au sud et à l'est ; on le constate aux environs de Mantes et de Chartres, ainsi que près de Fontainebleau et de Montereau, où le calcaire, bréchiforme, imprégné de calcédoine, est superposé à des marnes avec fossiles de Saint-Ouen et recouvert, à Héricy, par d'autres marnes verdâtres, contenant un lit mince de calcaire oolithique. C'est cette assise qui forme le *travertin supérieur de Provins*, constitué par des lits de calcaire moellon et de pierre à chaux, parfois chargés de silex, contenant la même calcédoine qu'à Champigny et difficiles à séparer des glaises vertes qui les recouvrent.

A la base sont des lits marneux à *Ostrea ludensis* avec natices et cérithes (Villenauxe, Cessoy), correspondant aux marnes à *Phlad. ludensis*. Ce dernier fossile se retrouve, dans des lits minces de calcaires marneux, sur la montagne de Reims ainsi qu'au Mont de Berru et le même horizon forme, dans le Tardenois, des couches puissantes de marnes avec glaises, calcaires siliceux et calcaires à cérithes.

Marnes à cyrènes et glaises vertes. — Les marnes supragypseuses supportent un horizon très constant, quoique peu épais ; car il n'a pas beaucoup plus de 4 ou 5^{m} : c'est celui des *glaises vertes*, ou *marnes vertes*, se divisant en deux couches : celle de la base, jaunâtre et très feuilletée, est caractérisée par l'abondance de *Cyrena convexa* (4) ; c'est la *marne à cyrènes ;* celle du haut, d'un vert franc, partout exploitée pour tuileries, contient d'assez gros rognons, souvent cloisonnés, formés par de la strontiane sulfatée mêlée d'argile. En quelques

(1) Vasseur et Carez, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 280 ; VIII, p. 247.
(2) Carez, *id.*, 5e série, VI, p. 185.
(3) *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XVII, p. 800.
(4) Autrefois *Cytherea convexa*, d'où le nom de *marnes à cythérées*.

Digitized by Google

points, comme au nord de Senlis, ces glaises offrent quelques fossiles marins, notamment des cérithes, (*C. plicatum* var.) très analogues à ceux des sables de Fontainebleau. Pour ce motif, plusieurs géologues ont cru devoir détacher de l'éocène les glaises vertes et le calcaire lacustre qui les surmonte, pour en faire la base du miocène. Ce motif paléontologique ne nous paraît pas suffisant pour nous faire renoncer à l'ancienne classification de l'éocène. Le passage des faunes a été assez progressif, dans le bassin tertiaire parisien, pour qu'une connexion intime entre la faune miocène et celle des couches marines de l'éocène supérieur n'offre rien qui doive surprendre et, à ce point de vue, on peut tout aussi bien tirer argument de la liaison qui unit le calcaire de Brie aux marnes à *Limnæa strigosa*. En revanche, le grand fait du soulèvement pyrénéen, qui paraît avoir été postérieur au calcaire de la Brie et la relation stratigraphique des dépôts de cet âge avec ceux qui, dans le centre de la France, représentent le gypse, sont à nos yeux de puissantes raisons de maintenir la limite de l'éocène où l'avaient placée les anciens auteurs.

Calcaire de la Brie. — Aux glaises vertes, et intimement lié avec elles, succède le *calcaire lacustre de la Brie*, ou *travertin moyen*, dernier terme du système éocène. C'est un calcaire tantôt marneux, tantôt compact et imprégné de silex cacholong, parfois constitué à l'état de *meulières* et exploité en cette qualité à La Ferté-sous-Jouarre. La même meulière, plus caverneuse et particulièrement propre aux constructions, occupe la plus grande partie du plateau de la Brie. Les fossiles y sont rares; les principaux sont *Limnæa cornea*, *Planorbis cornu*, *Bythinia Duchasteli*, *Chara*. M. Douvillé a reconnu (1) la liaison de cette assise avec les calcaires rosés et les calcaires gris fétides qui, aux environs de Fontainebleau, passent, en prenant de plus en plus de cohésion, au calcaire de Château-Landon, cette pierre de taille si remarquable, avec laquelle l'Arc de triomphe de Paris et la crypte de la basilique de Montmartre ont été construits. Le calcaire de Château-Landon offre quelque analogie avec celui de Champigny; mais ce dernier devient terreux et disparaît au sud de Nemours, tandis que l'autre se trouve partout entre le Loing et la Seine et va ainsi se relier aux dépôts lacustres du Berri.

Dans la vallée de l'Yères, à Villecresne, on observe, subordonné au calcaire de Brie, un petit lit marneux marin à empreintes de *Cerithium plicatum*. Ainsi se prépare, dans le bassin de Paris, le retour de la mer avec la période miocène.

Ce même horizon, dans la vallée de la Bièvre, près de Fresnes-les-Rungis, prend la forme d'un calcaire blanc miliolitique, avec ossements de tortues, *Cer. plicatum* et *Cytherea incrassata*. Un calcaire semblable existe à Neauphle-le-Vieux et à Juvisy. Quelques auteurs l'attribuent au miocène.

(1) *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXVIII, p. 52.

Digitized by Google

§ 3

TYPES SEPTENTRIONAUX DE L'ÉOCÈNE

A. ARTOIS, FLANDRE, BELGIQUE, LIMBOURG

Passage du bassin de Paris au bassin belge. — Lorsqu'on s'éloigne de l'Ile-de-France dans la direction de la Belgique, on reconnaît que la glauconie de La Fère et, avec elle, l'assise des sables et argiles à lignites, se poursuivent sans interruption; seulement, tandis que la glauconie couronne assez uniformément les plateaux crayeux, les sables n'offrent que de rares lambeaux en place et n'ont été conservés, la plupart du temps, qu'à la faveur d'effondrements qui les ont fait tomber dans de grandes poches de la craie. Telles sont les poches de beau sable blanc, avec grès ferrugineux et quelques lits d'argile lignitifère à cyrènes, qu'on observe à Montescourt et en divers points de la contrée située entre St-Quentin et Cambrai (1). L'argile plastique, concentrée en nids ou en veines irrégulières au milieu du sable, alimente plusieurs tuileries, notamment celles de Clary.

Les sables blancs et jaunes prennent plus d'importance aux abords de l'Artois, où ils forment une assise, souvent épaisse de 22^{m}, désignée par M. Gosselet sous le nom de *sables d'Ostricourt;* des bancs de grès à pavés y sont subordonnés, contenant, près de Béthune et de Givenchy, des empreintes de palmiers. Près d'Ourton, des turritelles, des cyrènes et autres fossiles du Soissonnais, trouvés dans ces grès, attestent leur identité avec l'assise des lignites parisiens.

Sur la lisière du Nord et de l'Aisne, la base de l'éocène prend un facies particulier; c'est un conglomérat de silex de la craie, dans une gangue argileuse, parfois à l'état de marne (*marne de la Porquerie* de M. Gosselet). Les sables blancs, avec grès à pavés, semblent du reste s'être avancés assez loin vers l'est, car on en trouve, dans les Ardennes, des lambeaux plus ou moins remaniés, qu'il n'est pas toujours facile de distinguer des sables aachéniens.

Au-dessus des sables on observe souvent, aux environs de Saint-Quentin, du Catelet et de Guise, dans une argile bariolée de rouge, des blocs épars d'une véritable meulière à *Nummulites lævigata* et autres fossiles du calcaire grossier. Ces blocs témoignent de l'existence d'un détroit qui, à l'époque lutétienne, se détachant de Chauny pour longer la haute vallée de la Somme et suivre le département du Nord dans toute sa longueur, faisait communiquer le bassin de Paris avec celui de la Belgique (2), dont nous allons maintenant nous occuper.

Bassin du Hainaut. Calcaire de Mons. — C'est dans le Hainaut que nous irons étudier les termes inférieurs de l'éocène belge; car les sondages

(1) De Lapparent, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, II, p. 58.
(2) Gosselet, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, II, p. 51.

Digitized by Google

entrepris pour la recherche de la houille y ont révélé l'existence d'une assise fossilifère dont il n'existe ailleurs que des rudiments.

Sous la ville de Mons (fig. 519), entre les couches supérieures du système cré-

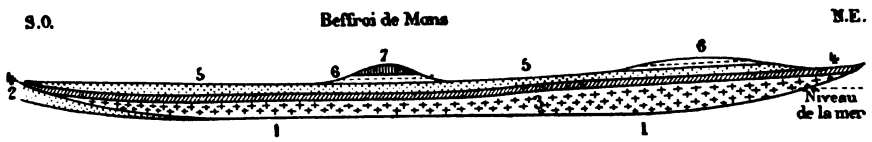

Fig. 519. — Coupe du bassin éocène de Mons (d'après MM. Briart et Cornet). Longueurs au 60 000e; hauteurs au 20 000e.

1, craie blanche; 2, tuffeau de Ciply; 3, calcaire de Mons; 4, landénien glauconieux; 5, landénien supér.; 6, argile yprésienne; 7, sables yprésiens.

tacé et les sables éocènes, contemporains des sables de Bracheux, la sonde rencontre un dépôt très particulier, dont la puissance atteint en certains points 93m. C'est un calcaire grossier jaunâtre, assez friable, formé d'une agglomération de débris organiques, notamment de foraminifères du genre *Quinqueloculina* et d'algues calcaires, *Dactylopora*, *Acicularia*.

La faune de ce dépôt, qui semble offrir, au premier abord, d'assez grandes analogies avec celle du calcaire grossier parisien, a été étudiée par MM. Cornet et Briart (1). Elle comprend : *Beloptera Konincki*, *Triton Mariæ*, *Fusus Edmondi*, *Pseudoliva robusta*, *Mitra Dewalquei*, *Cerithium inopinatum*, *C. Montense*, *C. unisulcatum*, *Potamides Montensis*, *Turritella Hannonica*, *T. Montensis*, *Cidaris distincta*, *C. Tombecki*, *Goniopygus minor*, *Cassidulus elongatus*, *Echinanthus Corneti*, *Linthia Houzeaui*. La présence des genres *Auricula*, *Pupa*, *Physa*, *Bythinia*, *Melanopsis*, témoigne en outre que le calcaire de Mons a dû se déposer dans un estuaire. Ce calcaire, d'après sa position comme d'après ses oursins, dont trois sont des espèces du calcaire pisolithique, forme un terme de transition entre le garumnien et l'éocène.

Marnes heersiennes. Calcaire à physes. — Avant la découverte du calcaire de Mons, le terme le plus ancien de la série éocène du nord était constitué par le système *heersien* de Dumont, ensemble de marnes et de sables glauconifères, avec calcaire à physes, qui se développe, sur une épaisseur de 32m, aux environs de Heers, dans le Limbourg. On trouve dans ce dépôt plusieurs espèces des sables de Bracheux, telles que *Pholadomya cuneata* et d'autres des sables de Thanet, en Angleterre, notamment *Cyprina Morrisi*, *Nucula Bowerbanki*. A Gelinden, les marnes heersiennes renferment une flore étudiée par MM. de Saporta et Marion et dont les espèces, *Osmunda eocenica*, *Poacites latissimus*, *Cinnamomum Sezannense*, *Laurus Omalii*, etc., indiquent un climat modérément chaud, humide et exempt de grandes variations.

Un calcaire à physes, épais de 20m, et des marnes sableuses marines de même épaisseur ont été découverts entre le calcaire de Mons et les sables verts éocènes. Ces deux dépôts, peut-être contemporains, représentent le heersien.

(1) *Mém. Acad. roy. de Belgique*, XXXVI, XXXVII, XLIII.

Digitized by Google

Tuffeau et sables landéniens. — Le système *landénien* de Dumont se compose, à la base, d'un étage marin, correspondant à la glauconie de La Fère; au sommet, d'un étage d'eau douce, équivalent des lignites du Soissonnais.

L'étage marin commence d'ordinaire par des cailloux roulés ou un poudingue glauconifère, suivi de psammites glauconieux passant au macigno, à la marne, au tuffeau (tuffeau d'Angre, de Lincent), à l'argilite et au sable. Son épaisseur, qui varie généralement de 10 à 20^m, peut atteindre 25 ou 30^m et on y trouve *Pholadomya Koninckı*, *P. cuneata*, *Cyprina Morrisi*, *Cucullæa crassatina*, *Cytherea bellovacina*, etc. Le tuffeau de Lincent renferme plusieurs espèces de squales, avec *Beloptera Levesquei* et *Aturia zic-zac* (1). Très dur dans les environs de Valenciennes, le tuffeau constitue le *ciel de marle* ou *turc* des mineurs d'Anzin. Aux environs de Lille, il est séparé de la craie par 15 à 20^m d'une argile plastique grise ou noire, empâtant quelquefois des silex, que M. Gosselet (2) a nommée *argile de Louvil*.

Le landénien supérieur est formé de sable, de grès, de marne et de lignite schistoïde. Les sables sont blancs ou jaunes, parfois un peu violacés, épais de 10 à 20^m et ne contiennent guère que des troncs silicifiés et des empreintes de végétaux, par exemple de *Flabellaria*.

Yprésien, Panisélien. — Le système *yprésien* se compose de deux assises : 1° *l'argile d'Ypres* ou *argile des Flandres*, équivalent de l'argile de Londres et ne contenant que des foraminifères. C'est une argile généralement plastique, d'un gris bleuâtre, dont l'épaisseur peut atteindre 100^m. 2° Les *sables de Mons-en-Pévèle*, sables fins grisâtres, très doux au toucher, légèrement pailletés de mica et renfermant surtout *Nummulites planulata*. Épais de 30^m à Mons-en-Pévèle, ces sables ont jusqu'à 70^m à Briendonck. Les argilites de Morlanwelz, à *Voluta depressa*, *Leda Corneti* et *Nummulites planulata*, paraissent appartenir à la même assise (3).

Dumont a désigné sous le nom de *Panisélien* une assise développée au mont Panisel, près de Mons, et qui se compose de sables grossiers avec lits de psammites et grès verts lustrés ou fistuleux, à *Pinna margaritacea*, *Rostellaria fissurella*, *Lucina squamula*, etc. Au panisélien appartiennent, dans la Flandre orientale, les *sables d'Aeltre*, épais de 7 ou 8^m et contenant *Turritella edita*, *Cardita planicosta*.

Bruxellien, Lackenien. — Le *bruxellien* est formé de sables blanchâtres ou jaunâtres avec concrétions gréseuses dites *grès fistuleux*. Dans ces sables, épais de 40 à 50^m et qui fournissent, quand ils sont agglomérés par un ciment calcaire, la pierre de taille de Gobertange, se rencontrent *Ostrea cymbula* et des fruits de *Nipadites*.

Au Mont des Récollets, à Cassel, le bruxellien est représenté par un sable

(1) Vincent, *Ann. Soc. malacol. de Belgique*, XI.
(2) *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, II, p. 600.
(3) Briart et Cornet *in* Mourlon *Géologie de la Belgique*, I, p. 211.

Digitized by Google

blanc sans fossiles, que surmontent des sables avec bancs coquilliers à *Cardita planicosta*, *Cardium porulosum*, *Pectunculus pulvinatus*, *Ostrea cymbula*, *O. flabellula*, *Rostellaria ampla*, *Lenita patellaris* (1). Le tout est couronné par un grès à *Nummulites lævigata*, peu épais mais important, vu sa continuité.

Le *lackenien* (2) débute par une couche de gravier à *Nummulites lævigata*, *N. scabra*, *Terebratula Kickxi*, *Ostrea cymbula*, que surmontent des sables et grès calcaires à *Numm. Heberti*, *Anomia sublævigata*, *Ditrypa strangulata*. Le tout a une dizaine de mètres.

Au-dessus apparaît un gravier à *Numm. variolaria*, formant à Wemmel la base de sables très semblables aux précédents et dont MM. Rutot et Vincent ont fait leur système *wemmélien*. Glauconifères et argileux près de la base, ces sables deviennent, en haut, d'un jaune rougeâtre ou rosé et sont désignés sous le nom de *sables chamois*. La puissance totale varie entre 30 et 80^{m}.

Le lackenien est plus complet au Mont des Récollets, où l'on distingue, du haut en bas :

4. Argile glauconifère à *Cardium Edwardsi*, *Pecten Honii*, *P. corneus*, *Tellina plagina*, *Turritella brevis*.
3. Sables sans fossiles, ravinant les zones précédentes.
2. Zone à *Numm. variolaria* en bas et *N. planulata minor* en haut, contenant quatre bancs solides, savoir :
   d. Banc à *Ostrea inflata*.
   c. Banc continu à *Aturia zic-zac*.
   b. Banc interrompu à *Turritella imbricataria*.
   a. Banc continu à *Cerithium giganteum*.
1. Zone de transport à petits oursins et à *Ter. Kickxi*, avec *Numm. lævigata*.

Les opinions sont partagées au sujet de la place géologique du bruxellien et du lackenien. Tandis que quelques auteurs assimilent le premier au calcaire grossier inférieur, d'autres (3), avec plus de probabilité, selon nous, en font l'équivalent des sables à rognons ou *têtes de chat* qui, dans le nord de l'Ile-de-France, supportent le calcaire grossier. Dans ce cas, le lackenien équivaudrait au calcaire grossier moyen et inférieur, la couche à *Ditrypa* se retrouvant, d'ailleurs, à Parnes, Issy, etc., entre la zone à *Numm. lævigata* et la zone à *Cer. giganteum*. L'équivalent des sables de Beauchamp ne pourrait dès lors être cherché que dans les sables chamois et les grès ferrugineux, qui surmontent l'argile glauconifère.

Eocène supérieur du Limbourg. — Nous classerons encore dans l'éocène belge, malgré l'attribution qui en a été le plus souvent faite au tongrien, les sables fossilifères marins du Limbourg, c'est-à-dire les *sables de Grimmertingen*, à *Triton flandricum* et *Ostrea ventilabrum*; les *sables de Neerrepen*, et les *argiles vertes de Henis*, à *Cytherea incrassata* et *Bythinia Duchasteli*. Ces trois assises représentent l'équivalent probable des marnes à *Cyrena convexa* et du calcaire

(1) *Assoc. française*, 1874, p. 384.
(2) De Lacken, près de Bruxelles.
(3) Carez et Monthiers, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 620.

Digitized by Google

de la Brie ; dans le Limbourg, où le gypse fait défaut, il est juste de reconnaître qu'elles semblent se relier plus naturellement au miocène, dont elles commencent en quelque sorte l'histoire en Belgique ; quelques auteurs ont du reste rangé les sables de Neerrepen à la hauteur des marnes supragypseuses.

B. BASSINS DE LONDRES ET DU HAMPSHIRE

Composition générale de l'éocène anglais. — Le système éocène se montre en Angleterre dans deux bassins, celui de Londres et celui du Hampshire. Dans l'un comme dans l'autre, il repose sur la craie, mais avec une discordance marquée par l'absence complète de l'étage danien. Les deux bassins n'en faisaient d'ailleurs qu'un seul dans l'origine et leur séparation a été causée, après le dépôt des couches éocènes, par le soulèvement du Weald. Le mélange des sédiments marins et des couches d'eau douce ou d'estuaire dans l'éocène anglais atteste que les dépôts se sont formés dans le voisinage de l'embouchure d'une grande rivière. Il est remarquable que l'emplacement de ce cours d'eau ait coïncidé à peu près exactement avec celui où s'étaient déposées, bien longtemps auparavant, les couches fluvio-lacustres du Purbeck et du Wealdien et dont la place est encore marquée, de nos jours, par l'estuaire de la Tamise (1).

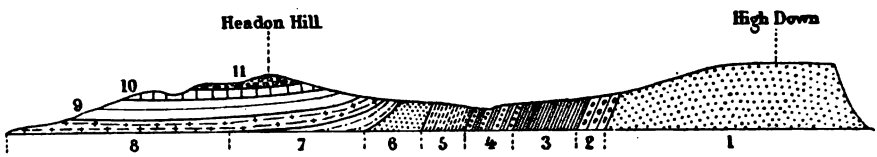

Fig. 520. — Coupe de l'éocène dans l'île de Wight (d'après M. Bristow).

1, craie; 2, couches de Woolwich et de Reading; 3, argile de Londres; 4, Bagshot inférieur; 5, couches de Bracklesham et argile de Barton; 6, Bagshot supérieur; 7, couches inférieures et moyennes de Headon; 8, couches supér. de Headon; 9, couches d'Osborne; 10, calcaire de Bembridge; 11, graviers quaternaires.

La série complète de l'éocène anglais (fig. 520), comprend :

III. Étage supérieur, d'eau douce ou saumâtre.	Couches de Bembridge.	
	— d'Osborne.	
	— de Headon.	
II. Étage marin.	Sables supérieurs de Bagshot.	
	— moyens —	Argile de Barton.
	— inférieurs —	Couches de Bracklesham.
	Argile de Londres.	
I. Étage inférieur, d'eau douce, d'eau saumâtre ou d'eau marine.	Couches de Woolwich, de Reading et d'Oldhaven.	
	Sables de Thanet.	

Couches de Thanet, Woolwich, Oldhaven. — Les *sables de Thanet*, qui font défaut dans l'île de Wight et dans tout le bassin du Hampshire, consistent en sables fins, quartzeux, de couleur claire, en partie mêlés d'argile. Ils reposent d'ordinaire sur une couche de silex crétacés recouverts d'un enduit vert-olive. Leur épaisseur varie de 1 à 15^{m}. La faune, entièrement marine, comprend des

(1) Ramsay, *Physical Geology*, 1878, p. 238.

Digitized by Google

squales avec *Fusus tuberosus*, *Scalaria Bowerbanki*, *Nucula Thanetiana*, *Pholadomya Koninckı*, *Corbula Regulbiensis*, *Ostrea bellovacina*, etc.

Les *couches de Woolwich et de Reading* sont formées par une succession de lits ou plutôt de lentilles d'argiles, de galets siliceux et de sables très analogues à ceux de Thanet. Épais de 4 à 28^{m} dans le bassin de Londres et moins développés dans celui du Hampshire, ils offrent un mélange de dépôts marins avec des formations d'eau douce et d'estuaire. Leur faune, composée de *Coryphodon*, *Lamna contortidens*, *Lepidotus*, *Cerithium variabile*, *Melania inquinata*, *Cyprina Morrisi*, *Ostrea bellovacina*, etc., les rattache étroitement aux lignites du Soissonnais. Quelques plantes terrestres des genres *Dryandroides*, *Grevillia*, *Robinia*, s'y rencontrent avec de nombreuses coquilles d'eau douce telles que *Paludina lenta*, *Planorbis lævigatus*, *Unio parallela*.

Les *sables d'Odlhaven* sont fins et contiennent des galets roulés de silex. Peu épais, ils sont en revanche très constants. Sauf de rares exceptions, leurs fossiles sont marins et offrent un mélange de la faune des couches sous-jacentes avec celle de l'argile de Londres. On peut les considérer comme l'équivalent de l'assise des sables de Sinceny (1).

Argile de Londres. — L'*argile de Londres* (*London clay*) est un dépôt d'estuaire, constitué par une argile brune ou gris-bleuâtre, avec bandes de concrétions calcaires ou *septaria*. Dans le bassin de Londres, sa puissance varie de 15 à 150^{m}; dans l'île de Wight, elle a 60^{m} à Alum Bay, 90^{m} à Whitecliff Bay; enfin, elle disparaît presque complètement dans le Dorsetshire. Les localités fossilifères sont Bognor, Highgate et surtout l'île de Sheppey, connue par ses fruits, *Nipadites ellipticus*, *N. umbonatus*, ses conifères, ses lauriers, ses figuiers, etc.

La faune du *London clay* comprend des mammifères, *Didelphis Colchesteri*, *Hyracotherium cuniculus*, *Coryphodon eocænus*, etc.; des oiseaux, *Lithornis vulturinus*, *Halcyornis toliapicus*, des tortues des genres *Chelone*, *Emys*, *Trionyx*, plus de soixante genres de poissons, enfin les *Nautilus ellipticus*, *Belosepia sepioidea*, *Fusus regularis*, *Rostellaria ampla*, *Pinna affinis*, *Hemiaster Bowerbanki*, etc.

Couches de Bracklesham, Barton, Headon, Osborne, Bembridge. — Les *couches de Bagshot et de Bracklesham*, puissantes de 90^{m}, se composent de sables jaunes ou d'un brun-clair, avec couches d'argile. Vers la base, on y rencontre *Lophiodon minimus*, *Cardita planicosta*, *Nummulites lævigata*.

L'*argile de Barton*, facies local des assises moyennes de cet étage, renferme de nombreux fossiles marins, dont le caractère tropical mérite d'être mis en lumière. Les principaux sont *Voluta athleta*, *Fusus minax*, *Chama squamosa*, *Oliva Branderi*, *Arca duplicata*, etc. La flore se compose de chênes, de cyprès, de lauriers, de figuiers, etc.

Les *couches de Headon-Hill*, alliées par leurs fossiles marins, notamment *Cerithium concavum*, à celles de Barton, renferment, dans leurs sédiments d'eau douce, les *Limnæa caudata*, *Planorbis euomphalus*, etc., ainsi que des ossements

(1) Dollfus, *Ann. Soc. géol. du Nord*, IV, p. 26.

Digitized by Google

de *Palæotherium annectens*, *Anoplotherium commune*, *Chœropotamus Cuvieri*, etc. A la baie de Whitecliff, les assises saumâtres de Headon Hill sont surmontées par 30m de couches marines, dites de Brockenhurst, contenant la faune de l'oligocène inférieur.

Les *couches d'Osborne*, formées de 18 à 25m de sables et d'argiles, contiennent *Limnæa longiscata*, *Helix occlusa*, *Planorbis euomphalus*.

Enfin les *couches de Bembridge* offrent, à la base, un calcaire lacustre de couleur crème, parfois épais de 6m, surmonté par un banc d'huîtres que couronnent 12m de marnes. La faune du calcaire comprend les genres *Limnæa*, *Paludina*, *Planorbis*, avec *Bulimus ellipticus* et des graines de *Chara*. La couche à ostracées est caractérisée par *Ostrea Vectensis* et les marnes du sommet ramènent les limnées et les bulimes avec des cyrènes. On a également trouvé dans les couches de Bembridge les mammifères *Dichobune cervinum*, *Palæotherium crassum*, *P. curtum*, *P. magnum*, *P. medium*, *P. minus*.

§ 4

LE SYSTÈME ÉOCÈNE DANS L'OUEST ET LE CENTRE DE LA FRANCE

Thimerais, Perche, Normandie, Maine. — Sur la lisière méridionale et occidentale du bassin de Paris, notamment aux environs de Chartres et de Châteaudun, on voit se développer, à la base de l'éocène, un *conglomérat de silex* non roulés, provenant de la craie et empâtés dans une argile rouge et blanche, qui paraît avoir une origine chimique. A l'air, cette argile devient terreuse, se mélange de limon et donne l'*argile à silex* du Thimerais et du Perche.

Ce même conglomérat argileux est très développé aux abords de la Sologne, dont il constitue les parties hautes en même temps qu'il couronne les pentes du Sancerrois. Sa gangue y est souvent siliceuse et a été transformée par des émanations de calcédoine en un poudingue d'une extrême dureté. Les silex proviennent de la craie, dont ils renferment les oursins.

Dans les forêts de Châteauneuf et de Senonches, on voit le conglomérat de l'argile plastique passer sous des sables quartzeux fins et purs, avec grès lustrés dits *ladères*, entremêlés de sables grossiers kaoliniques et d'argiles pures, blanches ou bariolées. C'est un facies de l'étage de l'argile plastique, destiné à se poursuivre dans le Perche, aux environs de Châteaudun et autour d'Évreux, où l'argile devient parfois réfractaire, tandis que les grès lustrés et les brèches à silex sont accompagnés de minerai de fer, exploité dans la vallée de l'Iton. Telle est aussi la composition de l'étage suessonien dans le pays de Lisieux et dans la Seine-Inférieure, où l'argile, très fortement colorée en rouge (Mélamare, Bolbec) et entremêlée de grès et de sables grossiers avec petits galets noirs très roulés, n'a été le plus souvent conservée que grâce à son effondrement dans les failles ou les cavités de la craie.

Digitized by Google

C'est aussi à l'argile plastique que plusieurs géologues rapportent les sables et grès à pavés du Mans, superposés à un conglomérat de silex verdis. Cependant d'autres observateurs regardent ces grès comme contemporains du sable de Beauchamp (1). On y trouve une flore composée de *Sabalites andegavensis*, *Flabellaria Saportana*, *Podocarpus Suessionensis*, etc., présentant des analogies à la fois avec la flore des grès du Soissonnais et avec celle des gypses d'Aix.

Au-dessus de ces sables s'observe, dans les bassins de Saint-Aubin, près du Mans et de la Bosse, Duneau, etc., près de Nogent-le-Rotrou, un calcaire lacustre, souvent transformé en argile à meulières et contenant *Cerithium lapidum*, *Cyclostoma mumia*, *Planorbis rotundatus*, *P. planulatus*, *Limnæa arenularia*, *L. longiscata*. On peut le considérer comme l'équivalent du calcaire de Saint-Ouen, ou, peut-être, comme celui du calcaire grossier supérieur.

Cotentin. — Le Cotentin laisse apercevoir, dans les environs de Valognes, quelques lambeaux de calcaires éocènes, depuis longtemps connus pour l'abondance et la variété de leurs fossiles.

La série de ces dépôts comprend (2) :

6. Calcaire lacustre de Gourbesville à *paludines* et *Cerithium perditum*.
5. Calcaires marneux et siliceux.
4. Calcaire d'Hauteville à *Cer. angulosum*, *C. cinctum*.
3. *Faluns à cerithes* de Fresville et d'Hauteville, à *Cerithium cornucopiæ*, *C. angulatum*, *C. Athanasi*, *Delphinula princeps*, *Goniocardium Heberti*.
2. Calcaires à milioles et à orbitolites, avec *Alveolina elongata*, de Fresville et Gourbesville.
1. Calcaire noduleux à échinides de Fresville et d'Orglandes, avec *Terebellum convolutum*, *Corbis lamellosa*, etc.

Tandis que l'assise 6 se place au niveau des marnes du gypse parisien, 3, 4 et 5 représentent le calcaire grossier supérieur. L'assise 1 peut correspondre aux couches à *Cer. giganteum;* mais l'horizon des nummulites fait défaut.

Le calcaire grossier supérieur est directement recouvert, aux environs de Saint-Sauveur-le-Vicomte, de Nèhou et d'Hauteville, par des argiles à petites corbules, contenant la variété du *Cerithium plicatum* qui, dans le bassin de Paris, se montre avec les marnes à *Cyrena convexa*. Au Ludes, près de Saint-Sauveur, on observe encore des marnes et des calcaires à *Bithynia Duchasteli*, où l'on peut voir un représentant du calcaire de la Brie.

Armorique. — Pendant la période éocène, du moins à l'époque du calcaire grossier, la mer, pénétrant en Bretagne par Saint-Nazaire, venait former, à l'ouest de Savenay, une baie assez large, d'où se détachait un bras étroit se dirigeant par Saint-Gildas et Campbon jusqu'à Saffré. En même temps, les eaux marines, recouvrant l'île de Noirmoutiers, empiétaient sur la côte de la Loire-Inférieure et de la Vendée en donnant naissance aux baies d'Arthon, de Machecoul et de Challans. M. Vasseur a donné, des dépôts formés dans ces conditions, la classification suivante :

(1) Crié, *Ann. des sc. géologiques*, 1878, p. 9.
(2) Vasseur, *Terrains tertiaires de la France occidentale*, p. 392.

Digitized by Google

8. Grès à *Sabalites andegavensis* de Noirmoutiers.
7. Zone à *Bithynia crassilabris* et *Cerithium cristatum* (calcaires supérieurs de Campbon, lacustres et saumâtres).
6. Zone à *Cerithium parisiense* (calc. marin coquillier de Campbon).
5. Zone à *Lithocardium Tournoüeri*, *Corbula angulata*, *Cer. tricarinatum* (sables coquilliers de Campbon et grès à végétaux du Bois-Gouët).
4. Zone à *Cer. angulatum*, *C. Caillaudi*, *Goniocardium Heberti* (sables coquilliers du Bois-Gouët, grès à *Ostrea mutabilis* de Campbon).
3. Zone à *Milioles* et à *Orbitolites complanata*, *Alveolina elongata* (calc. supérieur d'Arthon et calc. de Saint-Gildas).
2. Zone à *Cerithium giganteum* (calc. coquillier ou *shnare* d'Arthon).
1. Zone à *Nummulites* et *Ostrea flabellula* (grès calcarifère de la Banche et du Four, en face du Croisic).

Les assises 1 et 2 représentent le calcaire grossier inférieur parisien; 3 est le calcaire grossier moyen; 4, 5, 6, 7 appartiennent au calcaire grossier supérieur; quant à 8, bien qu'on ne l'observe nulle part en contact avec les assises précédentes, on en a fait l'équivalent du sable de Beauchamp (1).

Enfin, à Landéan (Ille-et-Vilaine), existent des argiles lacustres à *Melania muricata*, *Potamides perditus*, etc., qu'on peut attribuer à l'éocène supérieur, probablement sur l'horizon des marnes supragypseuses (2).

Les dépôts correspondant au calcaire grossier, dont l'ensemble n'a pas plus de 30^{m} d'épaisseur, sont répartis entre 21 lambeaux distincts, dont aucun n'offre la totalité des assises. Le plus intéressant est celui du Bois-Gouët, près de Saffré, où M. Vasseur a trouvé une faune remarquable par son abondance et son bel état de conservation, ainsi que par les analogies qu'elle dévoile entre l'éocène de la Bretagne et celui du Cotentin. Évidemment les mers où se formaient ces dépôts se reliaient l'une à l'autre en contournant le massif breton.

Aquitaine, Périgord. — L'assise éocène la plus ancienne du bassin de la Gironde (fig. 521) est un sable argileux, épais d'une soixantaine de mètres, qui

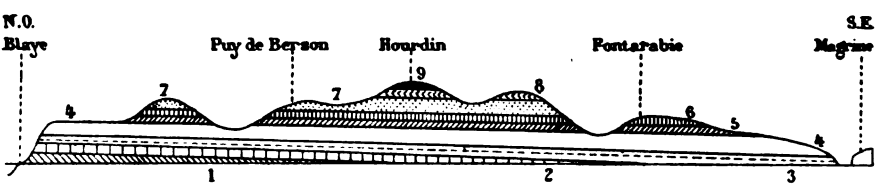

Fig. 521. — Coupe du système éocène aux environs de Blaye (d'après M. Matheron).

1, étage inférieur de Blaye; 2, étage supérieur de Blaye; 3, argile à *Ostrea cucullaris*; 4, marnes vertes et calcaire lacustre de Blaye; 5, calcaire marin de Saint-Estèphe; 6, marnes et calc. marneux à *Anomia girundica*; 7, mollasse du Fronsadais; 8, marnes blanchâtres de Fronsac; 9, calcaire à astéries.

n'a encore été rencontré que dans des sondages et où l'on a recueilli (3) : *Nummulites Lucasana*, *N. perforata*, *N. spira*, *Orbitoides submedia*, etc.

A leur partie supérieure ces sables passent au *calcaire grossier de Blaye*, que M. Matheron a divisé en deux assises (4) : une assise inférieure, caractérisée par

(1) Crié, *Comptes rendus*, XCII, 21 mars 1881.
(2) Vasseur, *Op. cit.*, p. 288.
(3) Linder in Vasseur, *Terrains tertiaires de la France occidentale*, p. 399.
(4) *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXIV, p. 199.

Digitized by Google

Echinolampas stelliferus et formée d'un calcaire massif à grains de quartz et miliolites ; et une assise supérieure, à *Echinol. Girondicus*, avec *Cerithium angulosum*, *Delphinula conica*, *Corbis lamellosa*, *Orbitolites complanata*. C'est probablement à cet ensemble que correspond le calcaire de Saint-Palais, à *Echinolampas dorsalis* et *Cœlopleurus Delbosi*.

La partie supérieure du calcaire de Blaye est ravinée par une argile verdâtre ou jaunâtre à *Ostrea cucullaris*, qui paraît correspondre au sable de Beauchamp. Au-dessus doit venir un calcaire, lacustre dans le Blayais, à Plassac, où il contient *Limnæa longiscata* et *Planorbis rotundatus* et marin ou saumâtre à Bégadan (Médoc), où l'on y recueille *Cerithium interruptum*, *C. perditum*. C'est à ce niveau que se place la mollasse de la Grave, près Libourne, à *Palæotherium girondicum*, *P. medium*, etc.

Le *calcaire marin de Saint-Estèphe*, assimilé par M. Matheron au gypse parisien, contient, avec *Echinolampas ovalis* et *Sismondia occitana*, des miliolites et un certain nombre de fossiles très voisins de ceux du calcaire grossier parisien. Il est recouvert par des calcaires et des marnes à *Anomia girondica* et *Ostrea cf. longirostris*.

La *mollasse* ou marne sableuse du *Fronsadais*, qui vient ensuite, offre la même huître et contient aussi *Xiphodon gracile* et *Paloplotherium minus*. On peut l'assimiler aux marnes de Pantin (1). Elle passe, à sa partie supérieure, à un calcaire contenant *Ostrea cf. cyathula* et de nombreuses turritelles. Sur cette assise repose le calcaire à *Bithynia Duchasteli* de Civrac et de Castillon, où l'on peut voir l'équivalent du calcaire de la Brie (2).

Les grès et sables ferrugineux de Bergerac paraissent correspondre aux argiles à *Ostrea cucullaris*, tandis que le calcaire de Beaumont du Périgord, à *Planorbis castrensis*, et le gypse de Sainte-Sabine à *Palæotherium*, correspondent au gypse parisien, étant eux-mêmes surmontés par les calcaires supérieurs du Périgord, avec lesquels se termine l'éocène.

Velay. Limagne. — Un lac existait dans le Velay à l'époque de l'éocène moyen et supérieur. Le dépôt qui en occupe le fond est une *arkose*, grès blanc à grains de quartz et de feldspath, mêlés d'un peu de mica, à ciment tantôt argileux, tantôt siliceux, dont la flore, d'un caractère africain, paraît correspondre à celle du calcaire grossier parisien (3). On y remarque un palmier, *Sabalites microphyllus*, un dattier, *Phœnicites* (*Palæophœnix*) *Aymardi*, avec *Dryandra Micheloti*, *Myrica crenulata*, *Comptonia Vinayi*, etc.

Des argiles grises et rouges, sans fossiles, séparent les arkoses du Velay de marnes jaunâtres, avec bancs de gypse fibreux, contenant à Cormail les animaux du gypse parisien, notamment *Palæotherium*. Par dessus viennent les *calcaires et marnes de Ronzon*, épais d'environ 100 mètres et contenant, avec *Limnæa longis-*

(1) Vasseur, *op. cit.*, p. 406.
(2) Tournouër, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXVI, p. 1017.
(3) De Saporta, *Essai sur les plantes des arkoses de Brives*, 1878.

Digitized by Google

cata, *Planorbis cornu*, *P. planulatus*, un poisson, *Lebias Aymardi*, et de nombreux mammifères des genres *Entelodon*, *Anthracotherium*, *Paloplotherium*, etc. M. Tournoüer (1) place les couches de Ronzon à la hauteur de l'ensemble qui comprend les marnes à limnées de Pantin, les glaises vertes et le calcaire de la Brie.

Cependant d'autres auteurs penchent pour l'attribution de ces couches au miocène et l'étude des végétaux du gisement paraît favorable à cette dernière conclusion. Il est probable que, dans l'épaisseur des marnes de Ronzon, il y a place à la fois pour l'éocène supérieur et le miocène.

§ 5

TYPES ALPINS DU SYSTEME ÉOCÈNE

Calcaires à nummulites ; Flysch. — L'éocène alpin appartient à une grande zone méditerranéenne qui comprend l'Espagne, l'Italie, la Grèce, l'Algérie, une partie de l'Égypte et l'Asie Mineure, par où elle va rejoindre la Perse, les Indes et la Chine, courant ainsi d'une extrémité du monde à l'autre. Dans toute cette zone, que caractérisaient, à l'époque crétacée, les *calcaires à rudistes*, l'éocène affecte un facies spécial, celui des *calcaires à nummulites*. Ces calcaires, parfois durs et cristallins, relevés dans les massifs montagneux à de grandes hauteurs, sont souvent presque exclusivement constitués par des accumulations de nummulites, ayant depuis la dimension d'une lentille jusqu'à celle d'un écu. Les calcaires peuvent être remplacés par des grès et des marnes, où les nummulites ne sont pas moins abondantes.

Les calcaires et grès à nummulites du massif alpin paraissent correspondre au calcaire grossier parisien, aux sables de Beauchamp et peut-être à une partie du gypse. Ce n'est que dans les Alpes vénitiennes qu'il semble y avoir des représentants de la partie supérieure de l'étage suessonien.

Le nom de *flysch* a été donné à un ensemble assez complexe de schistes et de grès schisteux, superposés aux couches nummulitiques et ne contenant que des empreintes rapportées à des algues, *Fucoides*, *Helminthoides*, *Myrianites*, *Chondrites* (*C. Targionii*, *C. intricatus*, etc.), souvent répandues à profusion dans la roche. Les grès tendres à ciment calcaire ou *macignos* sont fréquents dans cette assise, dont l'épaisseur est considérable. Dans le Dauphiné, elle dépasse 2000^{m}. Elle n'est pas moins grande dans la Ligurie. Le *flysch* paraît être un facies de l'éocène supérieur propre aux chaînes alpines. Sur les bords du massif, sa place est, en partie au moins, occupée par des couches à *operculines* et autres fossiles, intimement liées au nummulitique sous-jacent.

Dauphiné, Suisse. — Dans le Dauphiné, à Saint-Didier-en-Dévoluy (2), les

(1) *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXVI, p. 1051.
(2) Lory, *Descr. géol. du Dauphiné*, p. 376.

Digitized by Google

calcaires crétacés à silex supportent un conglomérat siliceux grossier, en haut duquel les nummulites commencent à apparaître. Ensuite viennent un grès calcaire, puis un calcaire sableux rempli de *Numm. striata* et un calcaire compact foncé à nummulites moins abondantes, que couronnent des grès verdâtres à empreintes végétales. Ces derniers plongent sous des marnes à lignite, des argiles bigarrées ou des sables avec indices de minerai de fer.

A Einsiedeln et dans la Suisse orientale, c'est un grès vert qui forme la base du terrain nummulitique, et ce grès n'est pas plus ancien que le calcaire grossier inférieur du bassin de Paris (1). Dans cette région comme dans les Hautes et les Basses-Alpes, il y a lieu de distinguer un nummulitique inférieur, à *Numm. complanata*, *N. perforata*, etc., et un nummulitique supérieur, celui de Faudon, près de Gap, d'Entrevernes, des Diablerets et de la Dent du Midi, que caractérise *Cerithium trochleare* var. *diaboli*. La faune de cette assise offre un mélange de formes analogues à celles du calcaire grossier et d'autres rappelant les espèces du miocène inférieur. Cependant les observations de M. Garnier (2) ont montré qu'à Branchaï, les marnes et calcaires à *Cer. diaboli*, *C. plicatum*, var. *alpina*, *C. hexagonum*, *Natica vapincana*, *Nummulites contorta*, etc., étaient surmontés par des calcaires à *Nummulites striata*, supportant eux-mêmes les marnes à *Serpula spirulæa* d'Allons et les couches à operculines, orbitoïdes, etc. Et c'est seulement par-dessus que se montre, soit le flysch, soit le grès de Barrême à *Natica crassatina* et *N. Garnieri*, supportant un autre grès, également à *N. crassatina*, dont M. Tournoüer faisait la base du tongrien. Il y a donc lieu de reconnaître que l'éocène est caractérisé, dans le massif subalpin, par des associations de formes assez différentes de celles qu'il présente dans le bassin de Paris. On doit signaler à cet égard la persistance, jusqu'au sommet du parisien, de *Nerita* (*Velates*) *Schmidelliana*, espèce caractéristique du suessonien supérieur aux environs de Paris.

Alpes maritimes. — L'éocène des environs de Nice appartient au type alpin du système. La base en est formée par les assises nummulitiques de Vence, de la Palarea, du col de Braus et de la Mortola, où les dépôts ont un facies de mer profonde baignant une côte plus ou moins escarpée (3). On y observe :

4. Couches à *Serpula* (*Rotulina*) *spirulæa*, *Nummulites Biarritzensis*, *N. striata*.
3. Schistes à *Orbitoides Fortisi*, *Operculina ammonæa*.
2. Couches à *Numm. exponens*.
1. Calcaires de la Mortola et de la Palarea, à *Numm. perforata*, *N. Lucasana*.

A la Mortola, les couches n° 4 sont surmontées par un puissant ensemble de marnes, d'argiles et de grès dits *grès de Menton*, avec empreintes végétales carbonisées, *Chondrites*, qui paraît être l'équivalent du *flysch*.

Les calcaires de la Mortola contiennent de nombreux grains de quartz et leur

(1) Mayer in *Revue géol. suisse*, VIII.
(2) *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXIX, p. 507.
(3) Tournoüer, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 842.

Digitized by Google

base est formée par un poudingue qui, près de Saint-Louis, repose sur des grès, des schistes rouges et des calcaires noirs à cythérées et cérithes (1). Ils ont été considérés comme synchroniques du calcaire grossier inférieur, tandis que les couches à *Serpula spirulæa* correspondraient au grès de Beauchamp et au calcaire de Saint-Ouen.

Vicentin. Bavière. — Le système éocène est assez complexe dans le Vicentin, où l'enchevêtrement des couches stratifiées avec des épanchements basaltiques lui avait fait autrefois donner par Brongniart le nom de terrain *calcaréo-trappéen*. On y peut distinguer, d'après MM. Hébert et Munier Chalmas (2) :

8. Couches de Laverda.
7. Calcaire à polypiers de Crosara et marnes à operculines.
6. Couches de Priabona à *Serpula spirulæa* et calcaire à *Cer. diaboli* de la Granella.
5. Calcaire à *Fimbria major*.
4. Tuf (*breccioles*) de Ronca, à *Cerithium pentagonatum* et grande *Nerita*.
3. Calcaire à grandes nummulites (*N. complanata*, *N. perforata*) de San Giovanni Ilarione.
2. Calcaire à *Nummulites Bolcensis* (couches à alvéolines de Monte Postale).
1. Calcaire à *Rhynchonella polymorpha*.

La couche 2, qui renferme *Cerithium giganteum*, paraît correspondre, soit à la base du calcaire grossier, soit au sommet du suessonien, dont ferait à plus forte raison partie le calcaire à *Rh. polymorpha*, tandis que 3, 4 et 5 représenteraient le calcaire grossier, enfin 6, 7 et 8, le reste de l'éocène.

C'est à la hauteur de la couche 2 que se place le célèbre gisement de poissons de Bolca.

Nous rattacherons encore au nummulitique alpin les couches des Alpes Bavaroises et notamment celles du Kressenberg, formées de grès glauconieux et de minerais de fer, contenant un assez grand nombre de formes du calcaire grossier parisien. Ces couches sont recouvertes en concordance et avec passage insensible par une grande épaisseur de flysch à fucoïdes.

§ 6

LE SYSTÈME ÉOCÈNE DANS LE MIDI DE LA FRANCE

Pyrénées espagnoles. — C'est aussi par les nummulites que se caractérise l'éocène de la région pyrénéenne. Aussi sa description doit-elle venir immédiatement après celle du nummulitique alpin, formé dans le même bassin et sous l'empire de conditions tout à fait analogues.

Un mouvement général d'émersion a marqué, dans les Pyrénées, la fin de l'ère secondaire et les assises inférieures du système éocène ne s'y sont pas déposées. Cependant il existe en Catalogne des calcaires rouges à *Bulimus gerundensis* dont la place est difficile à indiquer avec certitude. A cette exception près, il ne paraît pas y avoir, dans les Pyrénées espagnoles, de sédiments

(1) A. Potier, *Carte géologique de France ; notice de la feuille de Saint-Louis.*
(2) *Comptes rendus*, LXXXV, pp. 122, 181, 259.

Digitized by Google

tertiaires plus anciens que nos sables de Cuise du Soissonnais, à la hauteur desquels il convient de placer les *calcaires à alvéolines*, dont l'épaisseur atteint

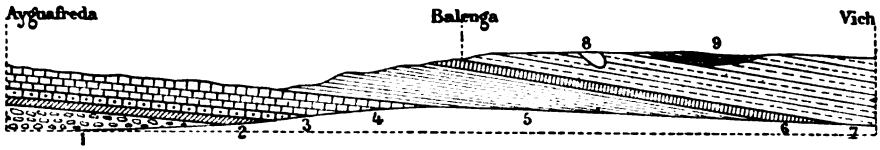

Fig. 522. — Coupe de l'éocène dans la vallée de Vich en Catalogne (d'après M. Carez).

1, grès et conglomérats rouges ; 2, calcaires et marnes sans fossiles ; 3, calc. à *Numm. perforata* ; 4, calc. à petites nummulites ; 5, marnes à *Schizaster* ; 6, calc. à *Orbitoides* ; 7, marnes bleues à *Serpula spirulæa* ; 8, amas de gypse ; 9, marnes rouges miocènes.

350^{m} en certains points. La série complète des couches (fig. 522), dans cette région, est la suivante (1) :

8. Poudingues supérieurs.
7. Calcaires à grands cérithes et à nummulites.
6. Marnes bleues à orbitolites et à *Serpula spirulæa* (500^{m} à Vich).
5. Calcaire à *Orbitoides maxima* et marnes à *Turritella savasiensis*.
4. Marnes et calcaires à *Schizaster Archiaci* et *Nummulites striata*.
3. Calcaire à *Velates* (*Nerita*) *Schmidelliana*.
2. Calcaires à *Nummulites complanata*, *N. perforata*, *N. spira*.
1. Calcaires à alvéolines et couches à operculines, avec *Numm. exponens*.

Tandis que la puissante assise n° 1 peut être rangée sur l'horizon des sables de Cuise, 2, 3 et 4 représenteraient le calcaire grossier, 5, 6 et 7 étant l'équivalent des sables de Beauchamp et du calcaire de Saint-Ouen. Quant à l'assise n° 8, dont la puissance est de 1000^{m} au mont Serrat, elle forme ce qu'on a nommé, dans les Pyrénées françaises, le *poudingue de Palassou*, équivalent du gypse parisien. Ses cailloux, dont quelques-uns atteignent 1^{m}, mais dont la plupart ne dépassent pas 0^{m},10, sont surtout formés de calcaires crétacés, avec silex noirs, débris de schistes siluriens, de granite, de porphyre, rarement d'ophites. La stratification y est extrêmement confuse.

Le mont Perdu est entièrement composé de calcaires noirâtres, parfois à silex, passant au macigno et contenant des couches marneuses fissiles pétries de *Nummulites* (*Assilina*) *Leymeriei*.

Chalosse, Béarn. — Dans la Chalosse, la série éocène se compose des termes suivants (2) :

3. Marnes à *Serpula spirulæa*.
2. Calcaires marneux et compacts à *Conoclypeus* et à *Nummulites complanata*.
1. Marnes à crabes (*Xanthopsis Dufouri*) (25 à 30^{m}) de Saint-Aubin, Sainte-Colombe, etc.

Aux environs de Biarritz, on n'observe que la zone à *Serpula spirulæa* et celle à *Eupatagus ornatus* et à *Operculines* : mais l'une et l'autre atteignent un développement remarquable, formant un ensemble dont l'épaisseur dépasse certaine-

(1) Carez, *Terrains tertiaires du nord de l'Espagne*, Paris, 1881, p. 250.
(2) Tournoüer, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXVII, p. 501. — Hébert, 3e série, X, p. 373.

Digitized by Google

ment 1000 mètres. La première zone se divise, d'après M. Pellat (1), de la manière suivante :

3. *Marnes à Turbinolia calcar.* Marnes bleues et calcaires marneux de la longue falaise du Port-des-Basques, avec *Orbitolites Fortisi*, *O. radians*, *Serpula* (*Rotulina*) *spirulæa*, *Dentalium tenuistriatum*.
2. *Calcaire du Goulet*, à *Ostrea rarilamella*.
1. *Calcaires à Echinanthus* du Moulin de Sopite.

L'assise 1, formée de calcaires marneux et sableux, jaunes ou bleuâtres, où commence à se montrer *Serpula spirulæa*, contient *Vulsella falcata*, *Terebratula æquilateralis*, *Echinanthus Sopitianus*, *Schizaster Leymeriei* et de nombreux polypiers ou spongiaires, parmi lesquels *Guettardia Thiolati*. L'assise 2 contient les plus riches gisements fossilifères de Biarritz; dans les calcaires gris-bleuâtres, assez durs, qui la constituent, on recueille de nombreux échinides, *Cœlopleurus Agassizi*, *Salenia Pellati*, *Sismondia planulata*, *Cidaris subularis*, *Echinolampas Biarritzensis*, *E. ellipsoidalis*, *Macropneustes Pellati*, avec *Orbitolites sella*. C'est à l'assise 3 que paraît se rapporter le gisement de Bos-d'Arros, près de Pau.

La zone supérieure, qui forme toutes les falaises au nord de Biarritz, se divise en :

4. Calcaire sableux à *Cytherea Verneuili*.
3. Plaquettes pétries d'*Operculina ammonæa* du sommet de la falaise de la Chambre d'Amour.
2. Grès durs, calcarifères et sables gris et jaunes de la Chambre d'Amour, à *Operculina ammonæa*, *Schizaster rimosus*, *S. vicinalis*, *Scalaria Pellati*.
1. Calcaires sableux à bancs pétris de *Nummulites intermedia*, avec *Eupatagus ornatus*, *Echinolampas subsimilis*, *Scutella subtetragona*, *Cidaris striato-granosa*.

Ajoutons que le classement exact des assises nummulitiques pyrénéennes soulève encore plus d'une difficulté. Placées autrefois à la base même du groupe tertiaire, au point que quelques géologues en avaient fait une dépendance du crétacé, particulière à la région méditerranéenne, les couches de Biarritz ont été ultérieurement rangées au sommet de l'éocène, mais sans qu'il soit facile de préciser leurs équivalences avec le bassin de Paris.

Landes. — Aux environs de Dax, à Gaas, on observe, relevées sous un angle assez notable, des couches de marnes et de grès sableux, dites *faluns bleus*, avec nummulites, que la présence de *Natica crassatina* avait d'abord fait attribuer au *calcaire* à *astéries*, c'est-à-dire, comme nous le verrons plus loin, au miocène inférieur. Cependant la nummulite la plus répandue dans ce gisement est *N. intermedia*, c'est-à-dire l'espèce des couches à *Eupatagus* de Biarritz. D'autre part, à Meilhan dans le Lot-et-Garonne, un banc de *N. intermedia* offre *Cerithium diaboli*, fossile dont la place, dans le nummulitique alpin, est certainement éocène (2); il est donc fort possible, comme M. Tournouër inclinait à le croire (3), que les couches de Gaas, à *Numm. planulata*, *N. Garancensis*, *N. intermedia*, soient distinctes du calcaire à astéries et occupent une position analogue à celle du calcaire de la Brie, ce qui expliquerait, sans recourir à un mou-

(1) *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XX, p. 675.
(2) *Ibid.*, 2e série, XXVI, p. 974.
(3) Nous devons cette information à M. Douvillé.

Digitized by Google

vement ultérieur, qu'elles aient été relevées par le grand soulèvement pyrénéen.

Ariège. Haute-Garonne. — Dans l'Ariège et la Haute-Garonne, on peut d'après Leymerie, distinguer, au-dessus du garumnien (1) :

1° 60m de *calcaires blancs à miliolites*, avec *Cerithium garumnicum*, *Natica brevispira*, *Nerita conoidea*, etc., que couronne une marne à *Ostrea uncifera*.

2° 120m de calcaires marneux et de calcaires compacts, avec *Terebratula Montolearensis* et *Spondylus eocænus*, se terminant par des assises marneuses pétries d'*Alveolina subpyrenaica*.

3° 150 à 200m d'assises de couleur rousse, débutant par un calcaire à *Operculina granulosa*, que recouvrent, d'abord un grès calcaire marin, puis le poudingue de Palassou. A Aurignac, un calcaire occupant la même position que la couche à operculines est pétri de *Numm. Leymeriei* et *N. globulus*.

Lorsqu'on suit vers l'ouest les assises nummulitiques, on les voit partout s'enfoncer sous le poudingue de Palassou, qui partage leur inclinaison et forme, suivant l'expression de Leymerie (2), « comme une cuirasse à l'extérieur des Pyrénées, dont il constitue le dernier élément ». Ce poudingue, indice des mouvements du sol, favorables à l'action des agents atmosphériques, qui préparaient déjà le grand soulèvement pyrénéen, commence, dans la Haute-Garonne, à offrir des intercalations de calcaires d'eau douce avec mammifères.

Dans l'Ariège, à la base des poudingues de Palassou, on trouve, à Sabarat et au Mas d'Azil, des calcaires à *Cyclostoma formosum* et *Planorbis planulatus* (3). Dans les Corbières, des lits discontinus de combustible se montrent au même niveau. Des ossements de *Palæotherium* attestent d'ailleurs que les poudingues correspondent au gypse parisien.

Corbières, Carcassonne, Quercy. — Les couches nummulitiques des Corbières, superposées au garumnien rutilant par l'intermédiaire du calcaire lacustre à *Physa prisca*, débutent par des calcaires de couleur sombre, à *miliolites*, très peu développés, que recouvrent des calcaires à alvéolines et *Amblypygus dilatatus*, supportant des marnes bleuâtres ou grisâtres à *Operculina granulosa* et *Trochocyathus* et des calcaires marneux avec *Nummulites atacica*, *N. globulus*. Ceux-ci sont couronnés par des grès et finalement par le poudingue de Palassou (Couiza, Coustouge). Dans la Montagne Noire, au mont Alaric, l'assise à miliolites manque et le calcaire à physes de Montolieu, certainement suessonien et peut-être l'équivalent du calcaire de Rilly, supporte 100m de calcaires à *Alveolina subpyrenaica*, *A. melo*, *Nerita Schmidelliana*, *Nummulites Ramondi*, etc., dits *calcaires à mélonies*. La partie supérieure de ces calcaires, sur 30m d'épaisseur, contient plusieurs bancs d'*Ostrea stricticostata*. Les marnes à operculines y font défaut (4).

(1) Voir aussi Hébert, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 364.
(2) *Éléments de géologie*, 1878, p. 479.
(3) Pouech, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XVI, p. 381. — Leymerie, *id.*, 3e série, II. p. 79.
(4) Hébert, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 381.

Digitized by Google

Sur les assises nummulitiques repose (fig. 523) le *grès de Carcassonne* (étage *carcassien* de Leymerie), débutant, à la base de la Montagne-Noire, par

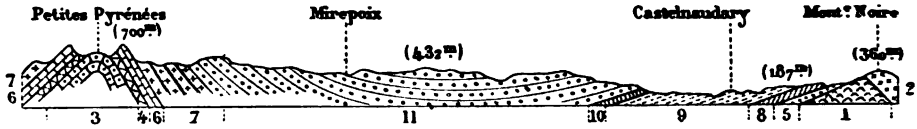

Fig. 523. — Coupe du bassin éocène de Carcassonne (d'après Leymerie).

1, gneiss ; 2, terrain primaire ; 3, grès crétacé ; 4, garumnien ; 5. argilolithe panachée (garumnienne ?) ; 6, calcaire à miliolites ; 7, couches nummulitiques ; 8, grès d'Issel ; 9, mollasse gypsifère de Castelnaudary ; 10, calcaire de Villeneuve ; 11, grès et poudingues de Carcassonne.

le calcaire lacustre de Ventenac, lequel se développe dans l'Hérault, où il offre un combustible ligniteux, exploité à La Caunette (1).

Le grès de Carcassonne proprement dit est une sorte de mollasse exploitée pour pierre de taille et pauvre en débris organiques; mais à Issel il devient grossier et contient *Lophiodon isselense*, *Propalæotherium*, etc. Sur ce grès, parfois transformé en conglomérat, repose une mollasse gypsifère, exploitée à Castelnaudary et à laquelle sont subordonnés le calcaire lacustre de Sabarat, à *Cyclostoma formosum*, et celui du Mas-Saintes-Puelles et de Villeneuve-la-Comptal, contenant, avec *Cycl. formosum*, *Bulimus lævolongus*, *Helix serpentinites*, *Palæotherium medium*, *P. minus*, *Xiphodon*. Ces calcaires, couronnés par le grès du Mas-Saintes-Puelles ou carcassien supérieur, forment au milieu du grès de Carcassonne des lentilles de l'âge du gypse parisien, tandis que le grès d'Issel paraît être l'équivalent du calcaire grossier supérieur (2). La position des couches carcassiennes au-dessus des assises nummulitiques en fait le représentant du poudingue de Palassou.

Au bassin tertiaire de Carcassonne se relie une série de dépôts d'eau douce qui se prolonge par le Tarn jusque dans le Lot et dont les différents termes paraissent, d'après MM. Noulet et Tournouër (3), devoir être classés de la manière suivante :

5. Grand plateau calcaire de Cieurac et de Cordes à *Helix Raulini*, *H. cadurcensis*, *Cyclostoma cadurcense*, *Limnæa orelongo*, *Planorbis cornu*, *Anthracotherium magnum*.
4. Calcaire de l'Albigeois, à *Melania albigensis*, *Cyclostoma formosum*, *Anchitherium Radegondense*.
3. Mollasse du Castrais, à *Lophiodon lautricense* et *Palæotherium magnum*. — Marnes panachées et argiles rouges de Vindrac à *Cyclostoma formosum*. — Calcaire de Castres à *Planorbis castrensis*, *Lophiodon*, *Palæotherium*.
2. Lignites de Sagnes à *Lophiodon*.
1. Calcaire du grand causse de Castres ou de Labruguière, à *Cyclostoma formosum*, *Planorbis pseudoammonius*.

Tandis que 1 et 2 peuvent correspondre au calcaire grossier supérieur et au sable de Beauchamp, 3 représenterait le gypse et 4 les marnes à *Limnæa stri-*

(1) Leymerie, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, II, p. 75.
(2) Tournouër, *Bull. Soc. géol*, 2e série, XXVI, p. 1017.
(3) *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXVI, p. 1017. — Voir aussi Filhol, *Ann. des sc. géol.* 1877. Notes sur les phosphorites du Quercy.

Digitized by Google

gosa, 5 étant l'équivalent du calcaire de Brie, sans doute avec la *mollasse de Villebramar* (Agenais) à *Anthracotherium magnum* et *Paloplotherium*. Mais il n'est pas impossible que ces derniers termes empiètent plus ou moins sur la période miocène, dont le début ne paraît avoir produit aucun trouble sensible dans les dépôts d'eau douce de la région.

Hérault. — Le travertin blanc de Saint-Gély, près de Montpellier, appartient, selon M. de Saporta, au début de l'éocène. Sa flore, très analogue à celle de Sézanne, comprend *Marchantia Sezannensis*, *Flabellaria gelyensis*, etc.

Au-dessus se placerait une barre calcaire, ordinairement superposée au garumnien et contenant, à Valmaillargues, des ossements de *Lophiodon* avec *Bulimus Hopei* et *Strophostoma lapicida*. Ce calcaire est surmonté par un grès, très analogue au grès de Carcassonne, supportant des lignites à *Palæotherium* et à *Xiphodon*. Enfin M. de Rouville signale au-dessus de ces lignites, à Grabels, un calcaire où s'observent, à différents niveaux, *Strophostoma lapicida* et *Planorbis pseudoammonius*. Ce calcaire, d'ailleurs couronné par un conglomérat à *Anthracotherium*, ne pourrait donc appartenir qu'à l'éocène supérieur.

Provence. Calcaires lacustres inférieurs. — On se rappelle qu'en Provence le garumnien ou crétacé supérieur se termine par un étage *rutilant*, superposé aux calcaires de Rognac. Aux trois quarts de la hauteur du massif de marnes rouges apparaît un calcaire dit *calcaire de Langesse*, que M. Matheron (1) rapporte au début de l'éocène et où l'on recueille *Physa prælonga*, *P. Draparnaudi*, *Planorbis subcingulatus*, *Limnæa obliqua*. Plus haut et couronnant les marnes rouges, s'observent d'abord le *calcaire lacustre du Cengle et de Vitrolles*, puis le *calcaire du Montaiguet*, caractérisé par *Strophostoma lapicida*, *Bulimus Hopei*, *B. subcylindricus*, *Limnæa aquensis*, *Planorbis pseudo-rotundatus*, *Helix Marioni*. Au-dessus se place le calcaire blanc et compact de Cuques, que ses fossiles, *Limnæa Michelini*, *Planorbis Leymeriei*, *Achatina Marioni*, permettent de ranger sur l'horizon des couches de Saint-Parres.

Vallée du Rhône. Environs d'Aix. — Les dépôts tertiaires les plus anciens de la vallée du Rhône sont des sables siliceux avec argiles bigarrées, souvent réfractaires et de nuances très vives, contenant de nombreuses concrétions gréseuses ou jaspoïdes, parfois des calcaires à moules de coquilles d'eau douce. La plus grande épaisseur de cette assise est de 60^{m} à Saint-Paul-Trois-Châteaux. Antérieure aux couches paléothériennes d'Apt et d'Aix, elle a été classée, mais avec doute, par M. Fontannes (2), à la hauteur des sables de Beauchamp.

L'intéressante série tertiaire des environs d'Aix (3), qui s'étend transgressivement sur tous les dépôts sous-jacents (4), débute par un conglomérat de rivage, à cailloux jurassiques ou infracrétacés, remplacé, dans le centre du bassin, par des marnes rouges avec grès. Au-dessus apparaissent des calcaires blancs, sou-

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 428.
(2) *Les terrains tertiaires de la région delphino-provençale*. 1881, p. 21.
(3) Terrain *sextien* de M. de Rouville (1853).
(4) Collot, *Description géologique des environs d'Aix*, Montpellier, 1880.

Digitized by Google

vent à silex pyromaque et des marnes grises, quelquefois très plastiques, avec bancs de gypse et végétaux fossiles. Ces couches, qui contiennent, comme les lignites de la Débruge, subordonnés au gypse de Gargas, près d'Apt, *Palæotherium magnum*, *P. crassum*, *P. medium*, *P. curtum*, *Xiphodon gracile*, *Anoplotherium commune*, *Chœropotamus parisiensis*, sont considérées comme équivalentes aux marnes de Pantin.

La flore des gypses d'Aix, étudiée par M. de Saporta (1), atteste qu'il régnait en Provence, à cette époque, une chaleur et une sécheresse extrêmes, au point d'y suspendre la végétation pendant la seconde moitié de l'été et de dépouiller les essences forestières comme le ferait aujourd'hui le froid de l'hiver; le niveau des eaux lacustres offrait d'ailleurs des variations comparables à celles des lacs africains. Tandis que la saison hivernale développait les *Quercus*, *Laurus*, *Cinnamomum*, *Pistacia*, *Cercis*, le printemps faisait fleurir les *Nymphæa* et *Aralia*, en attendant le calme de la saison chaude. Les mêmes conclusions résultent, d'après M. Oustalet (2), de l'étude des insectes, si abondants au milieu des plaquettes de la formation gypsifère d'Aix. Les espèces caractéristiques de la flore sextienne sont *Callitris Brongniarti*, *Widdringtonia brachyphylla*, *Juniperus ambigua*, *Flabellaria Lamanonis*, *Lomatites aquensis*, *Cercis antiqua*. Un poisson d'eau douce, *Lebias cephalotes*, surpris sans doute au milieu du lac d'Aix par des émanations méphitiques, jonche certains bancs de ses empreintes bien conservées, avec celles de *Smerdis minutus*, à côté des moucherons, des papillons, des libellules, des fourmis ailées et des abeilles.

Le gypse d'Aix est recouvert par des couches à cyrènes et à *Cyclas gibbosa*, qui le séparent des premiers sédiments miocènes.

§ 7

TYPES SIDÉROLITHIQUES DE L'ÉOCÈNE

Terrain sidérolithique du Jura et de la Bresse. — La région du Jura et les contrées voisines sont recouvertes, sur une grande partie de leur étendue, par des argiles rouges (*bolus* des géologues jurassiens), contenant, sous forme de nids, les minerais de fer en grains dits *pisolithiques* ou *Bohnerz*. Très abondante à l'état de remplissage de poches et de fentes dans les calcaires jurassiques, notamment dans le val de Délémont, cette formation, où le calcaire et le gypse sont souvent représentés, a reçu, à cause de la présence du fer, le nom de *terrain sidérolithique*.

La forme des grains de minerai de fer les avait fait qualifier de *minerais d'alluvion*, avant qu'on eût reconnu à leur texture concrétionnée et concentrique

(1) *Revision de la flore des gypses d'Aix.*
(2) *Ann. des sciences géologiques*, 1874.
(3) Voir Levallois, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXVIII, p. 183.

Digitized by Google

qu'ils n'avaient subi aucun transport (1). Il semble que les sources minérales aient dû jouer un rôle important dans la production de ces dépôts, dont l'âge est d'ailleurs fixé par les ossements de mammifères qu'ils contiennent et qui sont ceux de l'éocène moyen et supérieur, notamment *Palæotherium magnum*, *P. medium*, *Anoplotherium commune*, *A. gracile*. M. Greppin (2) attribue ce terrain à des éruptions boueuses et chaudes contenant de l'oxyde de fer, du manganèse, de la silice, de l'alumine et des vapeurs sulfureuses; ces émanations, se faisant jour par des crevasses, se seraient répandues en éventail dans les dépressions du sol. Le même auteur signale, à la partie supérieure du terrain sidérolithique, un poudingue à galets impressionnés, de provenance jurassique et triasique, très semblable à la *nagelfluh* miocène, à ciment calcaire, ferrugineux ou siliceux, avec de nombreux grains de limonite.

Un calcaire d'eau douce est souvent associé au sidérolithique qu'il recouvre. Ce calcaire, dans le Jura, contient *Chara helicteres*, *C. Greppini*, des limnées, des planorbes et comprend le calcaire à *Limnæa longiscata* de la vallée de Joux (1). Sur le même horizon se placent le calcaire marneux et siliceux de la Vaivre, dans la Haute-Saône, à *Limnæa longiscata* et *Planorbis planulatus*, et celui de Belleneuve, Magny et Vesvrotte (Côte-d'Or), contenant les mêmes fossiles, avec minerai pisiforme *enclavé* (3). Dès 1834, Thirria signalait, au-dessus du minerai pisolithique de Charmont (Doubs), une marne tertiaire, épaisse de 27^{m}, avec lignite et *Neritina*, *Paludina*, *Planorbis*.

La formation sidérolithique joue un grand rôle dans les départements de l'est. C'est elle qui fournit la plupart des minerais de fer de la Franche-Comté. Elle se poursuit en Alsace, en Bourgogne, et on en trouve des lambeaux dans la Nièvre, sous la forme de brèches rougeâtres à ciment calcaire, avec limonite, silex pyromaque et cailloux jurassiques. On y peut rapporter une série de couches d'argiles blanches, jaunes, marbrées, rouges, bleues ou vertes, mélangée de sables siliceux et formant, sous la plaine de la Bresse, une nappe continue, puissante de 28^{m} à Bourg (4). En général, les sables siliceux occupent la base du sidérolithique de l'Ain. Le minerai vient ensuite, recouvert par le *bolus* ou les argiles bigarrées avec gypse, d'une puissance de 30 à 40^{m}. Les marnes gypsifères y sont fréquemment enclavées entre deux calcaires d'eau douce à planorbes, hélices et graines de *Chara*.

Dépôts sidérolithiques du Berri. — Le terrain sidérolithique a laissé des traces importantes dans le Berri. Au centre du bassin, dans la vallée de l'Aubois comme aux abords de Bourges, à Saint-Florent et à La Chapelle-Saint-Ursin, il est constitué par de la limonite en grains pisiformes et concrétionnés, associés à une faible proportion d'argile et mélangés de quelques grains de quartz. Sou-

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XII, p. 765.
(2) Schardt, *Bull. Soc. vaudoise*, 1880. XVI, p. 609.
(3) Tournouër, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIII, p. 799.
(4) Benoît, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XVI, p. 439; XVII, p. 387.

Digitized by Google

vent, dans le voisinage du minerai, on observe des marnes farineuses ou cristallines, provenant du métamorphisme des calcaires jurassiques sous-jacents. En plusieurs points, le minerai pénètre en poches dans ces calcaires, que les émanations ferrugineuses ont durcis et fortement rubéfiés au contact. Souvent le mélange du minerai en grains et de la marne est intime et donne lieu à une roche dite *castillot* ou *castillard*. Sur le bord occidental du bassin, à Massay et dans la vallée du Barangeon, la masse principale du dépôt est une argile dure, bariolée, imprégnée de silice et d'opale, empâtant des silex plus ou moins roulés, qui proviennent du conglomérat à silex sous-jacent. Dans ces argiles sont des nodules géodiques de limonite, passant latéralement au minerai en grains.

L'argile sidérolithique est régulièrement recouverte par un calcaire lacustre, tantôt marneux, tantôt fournissant de la pierre à chaux et du moellon, tantôt enfin compact, caverneux et donnant d'excellentes pierres de taille (Saint-Florent). La texture de ce calcaire est massive; on n'y observe que des débris à peu près indéterminables de limnées et de planorbes. Sur certains points, la roche est imprégnée de calcédoine et d'opale et donne un bon caillou d'empierrement; parfois, comme à Quincy, elle est colorée en rose.

Le calcaire lacustre du Berri est intimement lié aux dépôts de minerai de fer en grains qu'il recouvre. Ces minerais eux-mêmes sont subordonnés à des dépôts d'argiles et de sables argileux qui, remontant dans la vallée du Cher jusqu'au delà de Montluçon, se rattachent aux lambeaux de terrain tertiaire du Plateau-Central (arkoses de Bellac et de Limoges) ; ceux-ci, à leur tour, se relient vers le nord aux dépôts sidérolithiques de l'Indre, de la Vienne, vers l'ouest à ceux de la Charente, vers le sud à ceux du Périgord, c'est-à-dire aux sables granitiques avec minerais de fer et de manganèse de Thiviers et d'Excideuil (1).

Des lambeaux d'un calcaire lacustre analogue à celui de Saint-Florent et de l'Aubois se retrouvent, dans la vallée de la Loire, à Bannay, à Cosne, à Châtillon et à Briare. Ce sont des calcaires durs, en bancs puissants, fournissant une bonne pierre de taille. On peut les considérer comme le prolongement méridional du calcaire de Château-Landon. Le point extrême où on les observe au sud est la localité de Béard, près Decize.

Un dépôt lacustre un peu plus ancien est celui du calcaire et des marnes à *Lophiodon* des Prunes près Argenton (Indre), dont l'horizon paraît être celui du calcaire grossier supérieur.

Dépôts des Causses.— Il est probable qu'il convient de rattacher à la formation sidérolithique les filons et les amas de sables grossiers et d'argiles rutilantes, avec minerai de fer, qui traversent les calcaires jurassiques des *Causses* de la Lozère (2). La limonite, presque toujours manganésifère, s'isole en masses, en rognons ou en grains et quelquefois agglutine les graviers. Les gîtes se coordonnent suivant la direction des principales failles de la contrée. Seulement

(1) Douvillé, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 106.
(2) G. Fabre, *Bull. Soc. géol.*, 3e série, III, p. 590.

Digitized by Google

l'émission de ces matières peut s'être prolongée sensiblement au delà des limites de la période éocène.

Phosphorites du Quercy. — Les dépôts de *phosphorite* ou phosphate de chaux, si répandus dans le Quercy, constituent un ensemble très analogue, à beaucoup d'égards, à la formation sidérolithique et paraissant, comme elle, appartenir, au moins en majeure partie, à l'éocène supérieur. Ces dépôts occupent des fentes dans les calcaires jurassiques et, comme l'a fait observer M. Peron (1), ils sont sous la dépendance étroite des gisements éocènes voisins. On ne les trouve que dans la région des hauts plateaux calcaires qui ont été parcourus par les eaux douces de l'éocène et presque toujours dans le voisinage immédiat des îlots tertiaires demeurés en place. Ces îlots ne dépassant jamais 350^{m} d'altitude, il serait inutile de chercher des poches à phosphate sur les plateaux jurassiques plus élevés.

Les poches sont très variables. Il y en a qui ont 35^{m} de diamètre; d'autres, comme celle de Pindaré, sont des crevasses de 3 à 6^{m}, se poursuivant en ligne droite sur 90^{m}. Les directions dominantes sont E. N. E. et O. N. O. Toutes les poches connues se terminent en pointe dans la profondeur, tandis qu'elles s'évasent près de la surface (2). En général, leur partie supérieure est riche en argiles rouges et marnes avec limonite pisolithique. Plus bas domine le phosphate de chaux concrétionné, zoné, souvent transformé en fausse turquoise. Le chlore et le fluor s'y rencontrent, mais en proportion moindre que dans l'apatite; le brome est en traces presque inappréciables; mais certaines brèches contiennent beaucoup d'iode.

Faune des phosphorites. — Les ossements sont surtout abondants au milieu des argiles; des reptiles, batraciens et ophidiens, ont été transformés en phosphate, y compris les tissus mous; il a dû y avoir substitution rapide, à température peu élevée, dans des eaux d'une faible acidité (3).

L'âge des phosphorites se trouve fixé à la fois par les coquilles de mollusques et par les ossements. A Lamandine, près de Caylux, M. Peron a trouvé, dans une marne à phosphate, *Cyclostoma formosum*, *Limnæa ore-longo*, *Planorbis cornu*, c'est-à-dire les fossiles du ligurien de l'Aude. Une trouvaille analogue a été faite à Beduer par M. Delfortrie. Quant aux mammifères, parmi lesquels on avait cru voir un mélange de faunes très diverses, ils appartiennent en majorité aux genres caractéristiques de l'éocène supérieur, *Palæotherium*, *Anoplotherium*, *Xiphodon*, *Hyænodon*, *Cynodictis*, *Cebochœrus*, etc. D'après M. Filhol, sur 58 genres découverts, 14 sont nouveaux et 25 connus dans le gypse. On a recueilli un seul lémurien, *Necrolemur antiquus*, dévoilant des affinités africaines, que confirme l'étude des reptiles des phosphorites, en même temps que les mollusques, glandinides, cyclostomides et limnéides, dénotent un climat

(1) *Bull. de la Soc géol. de France*, 3e série, II, p. 111.
(2) Filhol, *Ann. des sc. géologiques*, 1876.
(3) Filhol, *loc. cit.*

Digitized by Google

chaud et humide. La présence des genres *Cænotherium*, *Amphitragulus*, *Acerotherium* indique aussi le voisinage de l'époque miocène. Aussi semble-t-il légitime de conclure que la formation des phosphorites s'est prolongée pendant plusieurs époques successives, depuis l'âge des gypses jusqu'aux premières lueurs de la période miocène. Quant au mode d'enfouissement des vertébrés dans les fentes à phosphate, il paraît avoir été immédiat, sans doute sous l'influence de vapeurs nuisibles qui asphyxiaient les animaux venus pour se désaltérer aux sources ; car de nombreux squelettes sont entiers, et ni les os des ruminants ni ceux des rongeurs n'offrent de traces d'incisions par la dent des nombreux carnivores auxquels ils sont associés.

En résumé, la formation des phosphorites, aussi bien que celle des dépôts sidérolithiques, est un phénomène auquel les actions internes ont au moins puissamment contribué. La légitimité de leur intercalation dans la série sédimentaire est donc contestable ; ce sont des formations mixtes, où les agents extérieurs ont eu leur part et où les fossiles sont venus *dater*, pour ainsi dire, des émissions dont l'abondance a sans doute été en rapport avec les grands mouvements qui se préparaient alors dans le sol de l'Europe.

§ 8

TY ES ÉTRANGERS DIVERS DU SYSTÈME ÉOCÈNE

Allemagne du Nord. — Formation lignitifère. — L'éocène supérieur est représenté dans l'Allemagne du Nord par un ensemble lignitifère, qui se poursuit depuis les bords de l'Elbe jusqu'à Kœnigsberg et Cracovie. Ce sont des couches, généralement meubles, de galets quartzeux roulés, parfois agglomérés en poudingues, de sables siliceux, de grès quartzeux en bancs réguliers ou en nodules ; d'argiles et de schistes argileux gris, souvent riches en plantes fossiles et enfin de lignite ; ce dernier est très variable de composition et de texture ; l'une de ses variétés, connue sous le nom de *pyropissite*, est exploitée à Weissenfels pour la fabrication de la paraffine.

Les gisements de lignite sont tantôt lenticulaires, tantôt sous forme de couches dont la puissance moyenne est de 2 à 6^{m}, quoique, par exception, elle atteigne 30^{m} au Meissner et 50^{m} à Zittau. Dans la Saxe, notamment aux environs de Halle, l'éocène lignitifère (oligocène inférieur des Allemands) repose directement sur les roches porphyriques.

Le lignite est surtout formé de conifères et en particulier de cupressinées. Presque tous les gisements qui entourent le Hartz sont constitués par des tiges de *Taxites Ayckii* et *Taxoxylon Gœpperti ;* ceux de Silésie, de *Cupressinoxylum ponderosum*, *C. protolarix*, etc. : ceux de Leipzick de *Sequoia Couttsiæ* avec *Palmacites* et *Betula*. En revanche, les argiles et les grès qui encaissent les lignites sont surtout riches en restes de dicotylédones angiospermes, *Quercus*, *Laurus*,

Digitized by Google

Cinnamomum, *Magnolia*, *Sassafras*, etc., associées à diverses espèces de palmiers des genres *Sabal*, *Flabellaria*, *Phœnicites*. L'ensemble de cette flore rappelle la Louisiane actuelle, avec quelques affinités australiennes et indiennes.

La formation lignitifère est recouverte à Magdebourg et Helmstädt par des sables et argiles d'origine marine, contenant *Ostrea ventilabrum*, *Arca appendiculata*, *Cytherea Solanderi*, *Pleurotoma subconoidea*, avec de très nombreux polypiers.

C'est aussi à l'éocène supérieur que doivent être rapportées les couches succinifères du Samland, près de Königsberg. L'ambre ou succin y est réparti en profusion dans une couche de sable glauconieux, épaisse de 1^{m},30 à 1^{m},70, presque entièrement au-dessous du niveau de la mer et recouverte par 23^{m} de sable glauconieux pauvre en ambre ; ce dernier sable supporte des argiles, des sables et du lignite. L'ambre, qui provient de plusieurs espèces de *Pinus*, parmi lesquelles *P. succinifer*, contient de nombreux insectes, arachnides et myriapodes. Le lignite qui le recouvre renferme une flore caractéristique de l'oligocène moyen ou miocène inférieur.

Toscane. — En Toscane, où l'éocène appartient au type alpin, le calcaire nummulitique est surmonté d'un *macigno* abondant en restes végétaux, au-dessus duquel se déploie l'étage ligurien, divisible en trois assises : 1° à la base, calcaire marneux à fucoïdes, *Chondrites Targionii*, *C. intricatus*, *C. furcatus* ; 2° zone des serpentines et gabbros de la Ligurie maritime et de l'Émilie, des jaspes de Monte-Catini, des argiles écailleuses ou *argille scagliose* du mont Amiata ; 3° au sommet, zone de l'*Alberese*, calcaires compacts, esquilleux, alternant avec des argiles brunes schisteuses (1).

Les *argille scagliose* de l'Émilie seraient, d'après M. Mantovani (2), un tuf boueux venu de la profondeur et contenant parfois des blocs arrachés à des formations plus anciennes. Telle est aussi l'opinion de M. Th. Fuchs (3) qui, faisant revivre une idée déjà émise par MM. Abich et Alph. Favre, a proposé de regarder le flysch comme une sorte de tuf, produit d'éruptions boueuses. Le flysch, surtout dans l'Apennin, est fréquemment en rapport avec des roches éruptives, notamment des serpentines et des gabbros, et l'on n'y trouve que des fucoïdes, comme si les organismes délicats avaient dû fuir la région où il se déposait. Cependant M. Gümbel (4) a signalé des spicules d'éponges, en très grande abondance, au milieu des marnes et des calcaires siliceux du flysch dans la Suisse, la Bavière, l'Autriche et les Apennins. Si donc cette formation dérive de phénomènes internes, du moins la sédimentation extérieure y a puissamment marqué son empreinte.

(1) De Stefani, *Soc. Toscana di scienze nat.*, 1878.
(2) *Neues Jahrb*, 1877, p. 213.
(3) *Sitzungsberichte der K. Akad. der Wissenschaften*, Vienne, 1877.
(4) *Verhandl. der K. K. geol. Reichsanstalt*, 1880, p. 213.

Digitized by Google

Hongrie. — La formation nummulitique se poursuit en Hongrie, où l'on peut distinguer (1) :

Éocène supérieur.	Marnes de Bude. Couches à *Orbitoides* et *Nummulites Tchihatcheffi*.
Éocène moyen.	Couches à *Numm. striata*. Couches à grandes nummulites (*N. spira*, *N. perforata*, *N. complanata*).
Éocène inférieur?	Lignites à *Cyrena grandis*.

Cet ensemble est surmonté par des *marnes à cyrènes*, que M. Hébert regarde comme l'équivalent des glaises vertes du bassin de Paris.

Par les Carpathes, la Turquie et la Grèce, l'éocène nummulitique de la Hongrie va rejoindre celui du littoral méditerranéen.

Afrique. — Très développé dans l'est de la région algérienne, le système éocène diminue d'importance vers l'ouest, et n'est plus représenté que par quelques traces dans la province de Constantine (2). Sa puissance dépasse 400^{m} dans le Tell, où, discordant avec les terrains antérieurs, il est formé d'argiles avec nummulites, que couronnent des bancs énormes de grès ferrugineux.

Dans les hauts plateaux, aux environs de Tebessa, du Hodna, de Teniet-el-Haad, il se compose, à la base, de marnes grises où abonde *Ostrea multicostata;* puis viennent des calcaires marneux gris à silex noirâtres, parfois très riches en échinides, *Macropneustes*, *Periaster obtusus*, etc., et en nummulites; enfin un calcaire dur jaune en plaquettes. Au sud de Sétif, on rencontre à ce niveau des argiles multicolores avec bancs de gypse.

On retrouve la formation nummulitique bien caractérisée en Syrie et en Égypte; on sait d'ailleurs qu'elle se poursuit par la Perse jusque dans l'Asie centrale.

Amérique du Nord. — Étage lignitifère. — L'éocène de l'Amérique du Nord a été divisé (3) en deux étages : l'étage *lignitifère* (*lignitic group*) puissant de 1200^{m}, où dominent les formations d'eau douce et qui est bien développé dans le bassin du Mississipi, ainsi que dans la région des Montagnes Rocheuses et les territoires de l'Ouest; ensuite l'étage d'*Alabama*, représenté par des couches marines sur les bords de l'Atlantique, du golfe du Mexique et du Pacifique, mais se terminant par des formations lacustres et ne comprenant, dans le massif des Montagnes-Rocheuses, que des couches d'eau douce.

Nous avons déjà signalé le mélange de fossiles marins crétacés, de dinosauriens et de végétaux éocènes qui caractérise le groupe lignitifère d'Amérique. Il est même un bon nombre des espèces reconnues dans les couches lignitifères des Montagnes-Rocheuses, telles que *Sequoia Langsdorfi*, *Phragmites Œningensis*, *Alnus Kefersteini*, *Cinnamomum Scheuchzeri*, etc., dont l'apparition n'a eu lieu en Europe que dans la période miocène. Ainsi la flore tertiaire américaine paraît avoir précédé celle d'Europe et le fait n'a rien de surprenant si l'on admet que la propagation des végétaux s'est faite vers le sud à partir des régions polaires;

(1) Hébert et Munier-Chalmas, *Comptes rendus*, LXXXV, pp. 122, 181, 259.
(2) Ces renseignements ont été fournis à l'auteur par M. Peron.
(3) Dana, *Manual of Geology*, 1875, p. 490.

Digitized by Google

car l'Amérique est bien plus directement reliée que l'Europe aux contrées arctiques. Mais cet argument laisse indécise la question, très controversée, de savoir si le groupe lignitifère appartient au crétacé ou à l'éocène; on pourrait dire que la présence dans sa faune d'une ammonite et l'absence de tout débris de mammifères semblent faire pencher la balance en faveur de la première solution. Du moins est-il probable que l'Amérique offre l'exemple d'une série lacustre où le passage du crétacé au tertiaire s'est fait d'une manière continue.

Alabama, Nevada. — L'*étage d'Alabama*, formé en bas des *argiles de Claiborne* et en haut des couches de *Vicksburg*, riches en nummulites, contient des fossiles analogues à ceux de l'éocène européen, *Ostrea sellæformis*, *Cardita planicosta*, *Turritella carinata*, *Cithara Mississipiensis*, *Orbitolites Mantelli*. Dans les Montagnes-Rocheuses, les couches lacustres de *Fort-Bridger*, appartenant à cet étage, ont fourni de nombreux mammifères tapiroïdes, ainsi qu'*Orohippus* et les curieux genres *Dinoceras* et *Uintatherium*.

L'éocène du Nevada, dont les couches se sont déposées dans quatre grands lacs successifs, se compose, d'après M. Clarence King, des étages suivants :

4. *Étage d'Uinta* (150m), grès grossiers et conglomérats, à *Epihippus*, *Hyopsodus*.
3. *Et. de Bridger* (750m), grès à grain fin, riches en vertébrés, *Lemuravus*, *Dinoceras*, *Uintatherium*; argiles vertes et sables.
2. *Et. de Green-River* (600m), schistes calcaires, grès calcarifères et lignites, avec poissons analogues à ceux de Monte Bolca.
1. *Et. de Vermilion Creek* (1500m), grès grossiers roses et couleur chocolat, avec nombreux conglomérats. *Coryphodon*, *Eohippus*.

Régions arctiques. — C'est probablement à l'éocène qu'il convient d'attribuer les gisements de lignites avec plantes fossiles, découverts à Atanekerdluk, au Groënland, par 70° lat. N., ainsi que dans le Canada septentrional, l'Islande, l'Ile des Ours et le Spitzberg. Ces gisements, où les genres *Sequoia*, *Taxodium*, *Quercus*, *Juglans*, sont représentés par des espèces identiques avec celles du miocène européen, contiennent, d'après M. Heer (1), 9 grandes fougères, 31 conifères, 11 monocotylédones et 99 dicotylédones, noyers, platanes, hêtres, chênes, érables, peupliers, etc.

Le refroidissement du globe ayant commencé par les pôles, il est assez logique de considérer cette flore, malgré ses espèces miocènes, qui d'ailleurs ne forment pas plus du quart de l'ensemble, comme antérieure à la flore miocène européenne, c'est-à-dire à la migration vers le sud des plantes qui devaient caractériser cette dernière. Le point le plus septentrional où l'ensemble végétal qui nous occupe ait été observé est la terre de Grinnel, située vers le 82e parallèle. Sur ce point, le sapin argenté et le cyprès chauve croissaient à côté du peuplier et du bouleau, auprès de lacs couverts de nénuphars, *Nymphæa arctica;* c'est-à-dire que le climat de l'époque, à quelques pas du pôle, était celui des Vosges actuelles. Mais les magnolias y faisaient défaut, tandis qu'ils existaient alors au Groënland, par 70° lat. La moyenne annuelle du Groënland septentrional devait être de

(1) *Flora fossilis arctica*

Digitized by Google

TABLEAU DU SYNCHRONISME DES ASSISES ÉOCÈNES.

ÉTAGES.	SOUS-ÉTAGES	BASSIN DE PARIS.	NORMANDIE. ARMORIQUE, ETC	AQUITAINE, PYRÉNÉES.	CORBIÈRES, LANGUEDOC.	RÉGIONS FRANÇAISES DIVERSES.	BELGIQUE, LIMBOURG.	ANGLETERRE.	PAYS DIVERS.
PARISIEN.	LIGURIEN.	Calcaire de Brie et de Château-Landon. Glaises vertes. Gypse et marnes.	Marnes à Bythinies. Argile à Cerithium plicatum. Calcaire à paludines de Gourbesville.	Calc. de Civrac et de Castillon. Couches de Gaas. Mollasse du Fronsadais; couches à Eupatagus de Biarritz. Calcaire marin de Saint-Estèphe.	Calc. de Cieurac et de Cordes. Calc. de l'Albigeois. Calc. et gypse du Mas Saintes-Puelles; Poudingue de Palassou.	Calc. du Berri. Marnes inférieures de Ronzon. Gypses d'Aix et d'Apt. Terrain sidérolithique. Phosphorites du Quercy.	Argile de Henis. Sables de Neerrepen. Sables de Grimmertingen.	Couches de Bembridge. Couches d'Osborne. Couches d'Headon.	Grès de Barrême, Flysch alpin et Argille scagliose. Lignites de l'Allemagne du Nord.
	BARTONIEN.	Calcaire de Saint-Ouen. Sables de Beauchamp.	Calcaires de Saint-Aubin et de Duneau. Grès à Sabalites?	Calc. de Plassac. Argiles de Blaye et couches à Serpula spirulæa de Biarritz.	Grès de Carcassonne et d'Issel.	Sables et argiles bariolés du Comtat.	Sables chamois?	Argile de Barton.	Marnes d'Allons à Serpula spirulæa Calcaire alpin à Cerith. diaboli.
	LUTÉTIEN.	Calcaire grossier supérieur. Banc vert et couches de Saint-Parres. Calcaire grossier à miliolites. Calcaire grossier à Cer. giganteum et à nummulites.	Calc. sup. de Campbon. Faluns à cérithes du Cotentin; sables coquilliers de Bois-Gouët. Calcaire de Fresville. Calc. coquillier d'Arthon.	Calc. grossier sup. de Blaye et couches à Numm. striata. Calc. grossier intér. de Blaye et couches à Numm. perforata.	Marnes à Operculina granulosa.	Arkoses du Velay Calcaires de Cuques et de Castres; marnes à Lophiodon d'Argenton? Calcaire du Montaiguet. Calcaire du Cengle et de Vitrolles.	Sables Laekeniens. Sables et grès Bruxelliens. Sables Panisiéliens. Sables de Mons-en-Pévèle. Argile des Flandres.	Couches de Bracklesham.	Couches alpines à Numm exponens. Calcaires de la Mortola, à Numm. perforata.
SUESSONIEN.	YPRÉSIEN.	Sables nummulitiques du Soissonnais.		Calcaires à alvéolines des Pyrénées espagnoles.	Calcaires à miliolites et à alvéolines.			Argile de Londres.	Couches à Alvéolines et Rhynch. polymorpha du Vicentin.
	SPARNACIEN.	Sables de Sinceny. Argile plastique et lignites.	Sables à petits galets. Argile à cyrènes.				Sables blancs et jaunes d'Ostricourt. Sables landéniens supérieurs.	Sables d'Oldhaven. Sables de Woolwich et de Reading.	
	MAUDUNIEN.	Calcaires de Rilly et de Sézanne. Sables de Bracheux et de Châlons-s-Vesle. Glauconie de La Fère. Marne inférieure de Meudon.	Conglomérat et argile à silex du Thimerais.	Calcaire à Bulimus Gerundensis?	Calcaire à physes de Montolieu.	Calcaire à physes de Langesse.	Tuffeau landénien et Marnes de Gelinden. Calcaire de Mons.	Sables de Thanet	

Digitized by Google

+ 12° centigrades, c'est-à-dire celle de la Californie, tandis que, à 80° lat., régnait au Spitzberg une moyenne de +8° à + 9° (1). En outre, M. de Saporta a fait remarquer que la flore d'Atanekerdluk offre un parallélisme remarquable avec celle de l'éocène inférieur parisien. Aussi est-il d'avis que les diverses flores arctiques, primitivement considérées comme synchroniques et rangées dans le miocène par M. Heer, peuvent se rapporter à un âge plus ancien et s'échelonner de l'éocène moyen à l'éocène supérieur (2). Une autre observation importante, que nous devons également à M. de Saporta, est que ces flores tertiaires arctiques ne contiennent *aucun palmier* et que les laurinées y sont extrêmement rares. Or ces différents types abondent dans le miocène d'Europe. Dès lors, la similitude entre ce dernier et le tertiaire arctique se réduit aux seuls éléments végétaux des zones tempérées, c'est-à-dire justement à ceux qui paraissent avoir apparu au pôle pour émigrer de là en Europe ou en Amérique, tandis que les palmiers, qui se sont montrés pour la première fois en Europe à l'époque crétacée, n'ont jamais pénétré dans l'intérieur du cercle polaire.

CHAPITRE II

SYSTÈME MIOCÈNE

§ 1

GÉNÉRALITÉS SUR LA PÉRIODE MIOCÈNE

Caractères généraux de la période.— La période miocène, inaugurée par le grand soulèvement pyrénéen, a apporté dans la géographie de l'Europe tertiaire un changement notable. Tandis que la mer nummulitique s'étendait au sud du continent, la première mer miocène fut septentrionale et les types africains de la flore commencèrent à rétrograder. Mais bientôt cette mer se dessécha et il s'établit sur l'Europe, encore pourvue de grands lacs et de lagunes, un régime d'humidité permanente, de chaleur égale et modérée, favorable à la production des lignites. C'est alors que les arbres à feuilles caduques se multiplièrent partout, tandis que les palmiers continuaient à prospérer au delà du 50e parallèle.

L'uniformité des conditions climatériques qui régnaient en Europe est attestée par la similitude des flores recueillies, soit sur la Baltique, par 54°, soit en Eubée, par 38° lat. L'invasion de la mer mollassique ne changea pas cet état de choses et contribua au contraire, par la forme et la position de la principale masse des eaux, qui découpait l'Europe en une sorte d'archipel indien, à entre-

(1) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 131.
(2) Communication directe à l'auteur.

Digitized by Google

tenir l'égalité et la douceur de la température. Ces conditions étaient éminemment favorables à l'épanouissement du monde végétal; aussi ce dernier, dans son ensemble, ne s'était-il jamais montré plus opulent. L'hiver était encore particulièrement doux, ne suspendant jamais d'une manière complète l'activité de la végétation et, quand la période s'acheva, le camphrier, selon M. Heer (1), gardait le privilège de fleurir dès le mois de mars sur les bords du lac de Constance, comme il fait de nos jours à Madère. Pour retrouver les associations végétales de la période miocène, il faut aujourd'hui descendre de 25 à 30 degrés au sud. S'il y avait déjà une différence manifeste entre la végétation des terres voisines du pôle et celle de nos régions, du moins les glaces ne faisaient pas sentir leur influence et l'Islande était couverte de riches forêts. En même temps les manifestations volcaniques se multipliaient et l'Auvergne, la vallée du Rhin, la Hongrie, le versant occidental des Montagnes Rocheuses et bien d'autres pays encore devenaient en même temps le théâtre de prodigieux épanchements de roches éruptives. Enfin l'écorce terrestre était partout en mouvement et ses efforts pour conquérir une situation d'équilibre finirent par dresser au milieu des airs les hautes chaînes des Alpes, des Cordillières et de l'Himalaya.

Faune miocène. — C'est dans la période miocène que les mammifères paraissent avoir atteint leur plus haut degré de développement. Tandis qu'en Europe les cétacés font leur apparition avec *Squalodon* et les siréniens avec *Halitherium*, alors que les mers américaines nourrissent déjà les genres *Balæna*

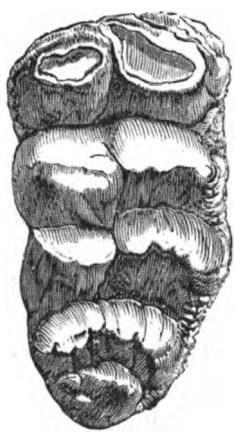

Fig. 524.

Fig. 525.

Fig. 526.

Fig. 527.

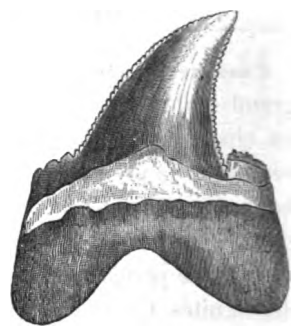

Fig. 528.

Fig. 524. *Mastodon simorrensis*, Lart., du calcaire de Simorre. — Fig. 525. Dent d'*Hipparion*, du miocène supérieur. — Fig. 526. *Cerithium plicatum*, Brug., du tongrien. — Fig. 527. *C. margaritaceum*, Brocchi, de l'helvétien. — Fig. 528. *Carcharodon* (*Carcharias*) *angustidens*, du miocène piémontais.

et *Delphinus*, les placentaires terrestres voient s'effacer les quelques caractères qui les reliaient encore aux marsupiaux. A ce moment se multiplient, parmi les pachydermes, *Rhinoceros*, *Acerotherium*, *Tapirus*, *Anthracotherium*, *Sus*, *Hyothe-*

(1) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 313.

Digitized by Google

rium, *Palæochœrus*, etc. Bientôt les proboscidiens se montrent avec les énormes *Mastodon* (fig. 524), *Dinotherium*, *Elephas*, les singes avec *Oreopithecus*, *Dryopithecus*, *Pliopithecus*, les édentés avec *Macrotherium* et *Ancylotherium*. Les *Anchitherium* et *Hipparion* (fig. 525) en Europe, *Miohippus* en Amérique, continuent à préparer l'avènement des chevaux. *Hippopotamus* prend possession des rivières. Enfin les ruminants, après s'être en quelque sorte essayés avec les *Gelocus*, *Dremotherium*, *Entelodon*, *Dicrocerus*, etc., prennent à la fin de la période la prépondérance qui, depuis l'éocène, appartenait aux pachydermes. L'émersion de l'Europe facilite leurs évolutions et le développement d'une abondante végétation de graminées détermine le règne des *herbivores*, formant d'immenses troupeaux d'*Antilope*, *Cervus*, *Helladotherium*, *Camelopardalis*, *Palæotragus*, *Palæoreas*, auxquels s'associent les carnivores *Amphicyon*, *Hyænictis*, *Hyæna*, *Ictitherium*, etc. et les quadrumanes du genre *Mesopithecus*.

Quelques géologues ont voulu faire une place à l'homme dans cette énumération. On s'est autorisé d'un petit nombre d'éclats de silex recueillis, au milieu d'une foule d'autres, à la base du miocène de Thenay (Loir-et-Cher), par l'abbé Bourgeois, et reconnus, avec plus ou moins de doute, par des archéologues, comme offrant des traces de taille intentionnelle. Sans nous attacher à faire ressortir combien il est improbable qu'un être assez intelligent pour tailler des silex n'ait plus laissé, ni dans le miocène supérieur ni dans le pliocène de nos contrées, aucune trace de son industrie, nous nous bornerons à reproduire ici une remarque, selon nous décisive, de M. Boyd Dawkins (1). A quelque point de vue que l'on se place, l'homme ne peut apparaître que comme le couronnement du monde organique, après que le règne animal et le règne végétal ont reçu, l'un et l'autre, tous leurs développements. Or, à l'époque miocène, ces développements sont encore beaucoup trop incomplets pour que la présence de l'homme sur la terre ne soit pas considérée comme un véritable *anachronisme* et cela suffit à nos yeux pour permettre de rejeter un fait d'ailleurs aussi mal établi que celui de Thenay (2).

Quant aux incisions qu'on avait observées sur des ossements d'*Halitherium* et où l'on s'était plu à voir l'œuvre d'un outil tranchant, manié par une main intelligente, il en a été fait justice le jour où l'on a démontré clairement qu'il s'agissait de morsures dues à la dent d'un squale.

La faune marine miocène est très riche. Nous nous contenterons de mentionner l'abondance des grandes dents de squales du genre *Carcharodon* (fig. 528) et, parmi les mollusques, celle des genres *Cerithium* (fig. 526, 527), *Natica*, *Murex*, *Pleurotoma*, *Voluta*, *Cypræa*, *Cytherea*, *Pecten*, *Pectunculus* (fig. 530), *Arca* (fig. 531), *Lima* (fig. 529), etc. Les huîtres à crochet long et épais, du

(1) *Geol. Society of London*, 14 avril 1880.

(2) En ce qui concerne la découverte plus récente de silex taillés *dans le miocène* de l'embouchure du Tage, nous nous bornerons à faire remarquer que les géologues qui ont visité le gisement n'y ont vu aucune preuve que les silex fussent *in situ*.

Digitized by Google

type d'*Ostrea crassissima*, pullulent pendant cette période, qui a vu aussi prospérer certaines formes particulières d'oursins, *Scutella*, *Spatangus*, *Clypeaster*, *Co-*

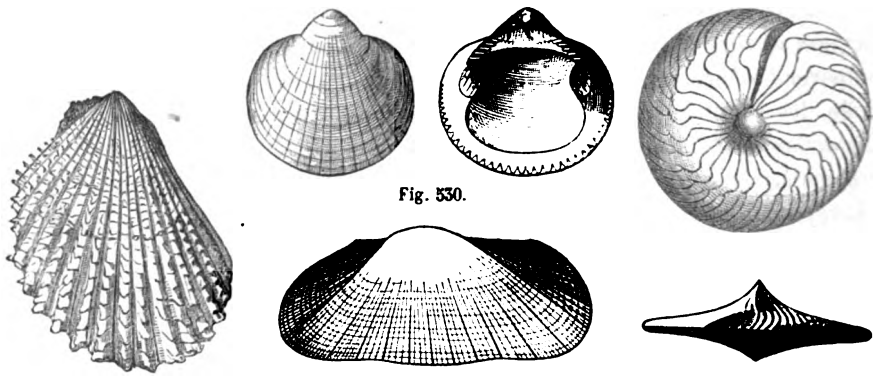

Fig. 530.

Fig. 529. Fig. 531. Fig. 532.

Fig. 529. *Lima squamosa*, Lamk, des faluns de Touraine. — Fig. 530. *Pectunculus oboratus*, Lam., du tongrien. — Fig. 531. *Arca barbata*, Linn., du miocène de Vienne. — Fig. 532. *Amphistegina Haueri*, d'Orb., du calcaire de la Leitha.

noclypeus, *Psammechinus*, *Amphiope*, etc., et des foraminifères, notamment ceux du genre *Amphistegina* (fig. 532).

Flore miocène. — La flore miocène d'Europe est beaucoup plus riche que celle de la période éocène. Son caractère général implique un climat plus également et plus universellement humide. Cette modification se dessine peu à peu, au début du miocène, par le développement des plantes aquatiques, des lauri-

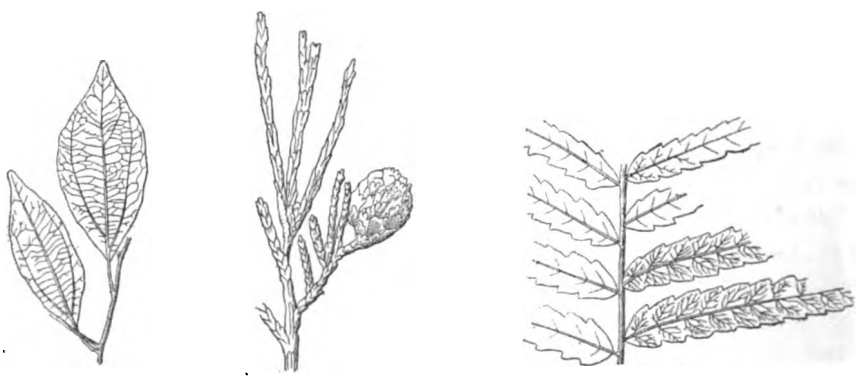

Fig. 533. Fig. 534. Fig. 535.

Fig. 533. *Cinnamomum polymorphum*, Ung., de l'aquitanien de Manosque. — Fig. 534. *Glyptostrobus europæus*, Hr., de Manosque. — Fig. 535. *Osmunda lignitum*, Gieb., de Manosque.

nées, des érables, des charmes, etc. On voit apparaître plusieurs *Sequoia*, avec *Taxodium distichum*, *Glyptostrobus europæus*, (fig. 534) *Libocedrus* etc., arrivant sans doute des terres arctiques, où ces divers genres prospéraient lors de l'éocène supérieur. En même temps qu'eux se montrent les palmiers du genre *Sabal*, les *Comptonia* et de belles fougères du genre *Osmunda* (fig. 535). Les

Digitized by Google

arbres à feuilles caduques, descendant des hauteurs sur lesquelles ils avaient jusqu'alors été confinés, deviennent partout assez abondants pour témoigner de l'existence d'une saison fraîche, sinon froide, et la flore étale une incomparable richesse, associant, sur l'emplacement actuel du lac de Genève, les palmiers des genres *Flabellaria* et *Phœnicites* aux lauriers, aux figuiers, aux camphriers, aux cannelliers, *Cinnamomum* (fig. 533), aux chênes, aux acacias, aux érables, ensemble qu'on ne retrouverait aujourd'hui qu'en s'avançant au sud de plus de 15 degrés.

L'invasion de la mer de la mollasse, en retardant les progrès du froid, imprima aux derniers temps miocènes une remarquable égalité climatérique. Les peupliers et les érables se développèrent avec profusion, ainsi que les platanes; les types devenus depuis étrangers à l'Europe continuèrent à coexister avec ceux qui devaient constituer le fond de notre flore actuelle, offrant un mélange harmonieux de formes maintenant dispersées dans des régions très diverses (1).

Divisions du système miocène. — Le système miocène peut être divisé en cinq étages : à la base, l'étage *tongrien*, ainsi nommé de Tongres en Limbourg et correspondant au premier retour de la mer en Europe; ensuite, l'étage *aquitanien*, puis le *mayencien*, marquant le mouvement d'émersion qui a précédé les formations mollassiques; le quatrième est l'*helvétien*, dont le type existe dans la mollasse suisse ou dans les faluns de l'ouest de la France; enfin vient le *tortonien*, représenté par les marnes marines de Tortone et de Baden, tandis qn'en France les formations lacustres prédominent à ce niveau. Dans l'ancienne classification de d'Orbigny, les trois premiers étages étant réunis sous le nom de *tongrien*, les deux suivants formaient le *falunien*. Quelques auteurs font de la base de l'hélvétien un étage spécial, dit *langhien* (2). Enfin le tortonien a quelquefois reçu le nom d'*œningien* à cause des célèbres dépôts d'eau douce d'Œningen, sur le lac de Constance.

§ 2

LE SYSTÈME MIOCÈNE DANS LE BASSIN DE PARIS

Sables de Fontainebleau. — L'étage tongrien est représenté, dans le bassin de Paris, par les *sables de Fontainebleau*. C'est une assise marine très régulière, puissante de 50 à 60^{m}, formée de sables blancs ou jaunes, quartzeux, quelquefois un peu micacés. A Paris, ces sables reposent soit sur le calcaire de Brie, soit, quand il fait défaut, comme au nord, sur les glaises vertes, par une couche argileuse où abondent les huîtres, *Ostrea cyathula*, *O. longirostris*, avec *Corbula subpisum* et, à Massy, *Scutulum parisiense*. Au-dessus de cette couche viennent des sables jaunes, dit sables de *Fontenay-aux-Roses* et de Montmorency, géné-

(1) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 311.
(2) Des *Langhe*, collines italiennes.

Digitized by Google

ralement dépourvus de fossiles, si ce n'est près de leur base, qui contient à Romainville un grès ferrugineux avec moules de bivalves et de cérithes. Les sables sont surmontés par un grès blanc très dur, exploité pour pavés; quelques auteurs (1) admettent que ce grès est le représentant d'une assise supérieure, celle des *sables blancs de Fontainebleau*, qui augmenterait d'épaisseur vers le sud en même temps que les sables de Fontenay s'amincirait. Au sommet de l'assise sableuse, sur les plateaux de la région parisienne, on observe un grès ferrugineux irrégulier, en nodules ou en plaquettes, en contact avec la *meulière de Montmorency*.

Au sud de Paris, les sables de Fontainebleau deviennent très blancs, offrant quelquefois des lits de galets marins parfaitement arrondis et sont uniformément couronnés par une couche de grès, épaisse de quelques mètres, partout exploitée pour pavés. Ce grès résulte de l'agglomération du sable par un ciment, le plus souvent calcaire, qui parfois a déterminé la formation de rhomboèdres ayant la forme extérieure de la calcite, tandis que leur remplissage est un mélange de sable quartzeux et de carbonate de chaux.

Couches fossilifères des environs d'Étampes. — Aux environs d'Étampes, les sables de Fontainebleau présentent plusieurs couches fossilifères, dont la série est indiquée dans le tableau suivant (2) :

Sables blancs à Corbulomyes.	10. Grès à pavés et sables blancs d'Ormoy.
	9. Sables lilas à galets et dents de *Lamna*, de Moulinveau.
	8. Falun de Pierrefitte à *Corbulomya triangula* et *Natica crassatina*.
	7. Cordon de galets avec *Halitherium Guettardi*.
	6. Sable à *Syndosmia elegans*.
	5. Sable à *Lucina Thierensi* de la rue Saint-Antoine.
Sables jaunes.	4. Couche de Morigny, sable fin micacé à *Pectunculus obovatus*, *Cytherea incrassata*, *C. splendida*, *Lucina Heberti*, *Cerithium trochleare*, *C. plicatum* var. *Galeottii*, *Melania semidecussata*, *Buccinum Gossardi*, *Cassidaria Buchi*, *Cardita Kickxi*, etc.
	3. Couche de Jeurre à *Ostrea cyathula*, *Pecten decussatus*, *Pectunculus angusticostatus*, *Cytherea incrassata*, *Corbulomya Nysti*, *Natica crassatina*, *Deshayesia parisiensis*, *Cerithium conjunctum*, *C. elegans*, *C. trochleare*, *C. plicatum*, *C. intradentatum*, *Voluta Rathieri*, *Nummulites Bezançoni*, *Halitherium*.
	2. Falun ou sable coquillier de *Jeurre* à *Natica crassatina* et *Pectunculus obovatus*.
	1. Mollasse marneuse de Jeurre et d'Érechy.

La couche fossilifère de Jeurre, équivalent des marnes à *Ostrea cyathula*, indique une formation de rivage. Celle de Morigny dénote une mer relativement profonde. En certains points, comme à Villecresne, les sables ravinent le calcaire de Brie et jusqu'aux glaises vertes (3).

Calcaire de la Beauce. Couche d'Ormoy.— La formation marine des sables est recouverte par le *calcaire lacustre de la Beauce* ou *travertin supérieur*. Mais aux environs d'Étampes la transition a été graduelle et c'est ainsi qu'à Ormoy

(1) Ch. d'Orbigny in Dollfus, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 299.

(2) Voir Tournouër, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VI. Réunion de Paris, 1878; voir aussi Lambert et Stan. Meunier, *Bull. Soc. géol.*, 3e série, IX, p. 496.

(3) Potier in Tournouër, *loc. cit.*

Digitized by Google

l'on observe un horizon fluvio-lacustre intermédiaire. A Chalô-Saint-Mars (1), cet horizon consiste en 2m de marnes et de bancs ligniteux où les fossiles d'eau douce, limnées, planorbes et *Bythinia* (*Paludestrina*) *Dubuissoni*, sont associés à *Potamides Lamarcki*. Puis l'élément marin reprend un instant le dessus sous la forme d'une marne schisteuse brune, de 0m,12, avec *Cardita Bazini*, *Cytherea incrassata*, *Cerithium plicatum*, *Potamides Lamarcki*, *Murex conspicuus*; c'est la faune d'Ormoy, au-dessus de laquelle on n'observe plus que des couches d'eau douce.

On a beaucoup discuté sur l'attribution de cette couche au tongrien ou à l'aquitanien. La question n'offre à nos yeux qu'une minime importance, la transition des faunes marines s'étant faite graduellement. Si nous rangeons la couche à *Cardita* d'Ormoy avec le calcaire de Beauce, c'est parce que le mouvement d'émersion qui a déterminé le dépôt de ce dernier était déjà, ce semble, suffisamment dessiné par la formation des couches à paludestrines et à potamides, quand un affaissement tout à fait local est venu ramener à Ormoy, pour un instant, quelques espèces marines d'une faune en voie de migration vers le nord.

A la Ferté-Aleps, le calcaire de Beauce est séparé des sables de Fontainebleau par un sable ocreux à coquilles terrestres, *Cyclostoma antiquum*, *Limnæa Brongniarti*, *L. cornea*, avec *Anthracotherium magnum*, *Rhinoceros* (*Acerotherium*) *brivatensis*, *Gelocus*, etc. C'est le niveau du calcaire lacustre de Trappes et d'Elancourt, à *Helix Ramondi* et *Paludestrina Dubuissoni* (2), qui sépare les sables tongriens des meulières. Aux environs de Paris, ces dernières, dites *meulières* de Montmorency, débutent, notamment sur les hauteurs de Sannois, par une couche à *Potamides Lamarcki*. Les meulières elles-mêmes, qui ne sont que les parties siliceuses, aujourd'hui éparses dans une argile bariolée, d'une ancienne formation lacustre, correspondent aux premières assises d'Ormoy.

Division du calcaire de la Beauce en deux assises. Mollasse du Gâtinais. — Dans la Beauce et les régions voisines, le calcaire lacustre se divise en deux couches, séparées par une assise argilo-sableuse (3). Le calcaire inférieur (*calcaire du Gâtinais* de M. de Roys, calcaire à limnées), épais d'environ 15m, est sans silex près d'Étampes et ses espèces les plus caractéristiques sont *Limnæa Brongniarti*, *L. cornea*, *L. cylindrica*, *Helix Ramondi*, *H. Munieri*, *Cyclostoma antiquum*, *Planorbis cornu*, *Paludestrina Dubuissoni*, *Potamides Lamarcki*, avec les mammifères signalés à la Ferté-Aleps. Bien développé à la carrière Saint-Marc, à la porte d'Orléans, ainsi qu'à Billy, près de Selles-sur-Cher, ce calcaire, où la silice est souvent très abondante, correspond aux meulières de Villers Cotterets, Montmorency, Rambouillet, Épernon, Palaiseau, etc., à limnées et graines de *Chara medicaginula*. Il est exploité pour moellons entre Beaune-la-Rolande et

(1) Vélain, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VI, Réunion de Paris, 1878.
(2) Tournouër, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VI. Réunion de Paris, 1878.
(3) Douvillé, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 92.

Digitized by Google

Montargis. Là il passe à l'état de marnes, qui empâtent d'assez nombreux fragments rougeâtres de silex, empruntés au conglomérat éocène sous-jacent.

Au-dessus du calcaire inférieur vient une assise de glaise verte, de sables siliceux et de grès calcaire, que M. Douvillé a nommée *mollasse du Gâtinais*. Cette assise, dont la plus grande épaisseur est de 15m, disparaît peu à peu à l'ouest (fig. 536) à mesure que s'y développent des nodules calcaires, qui finis-

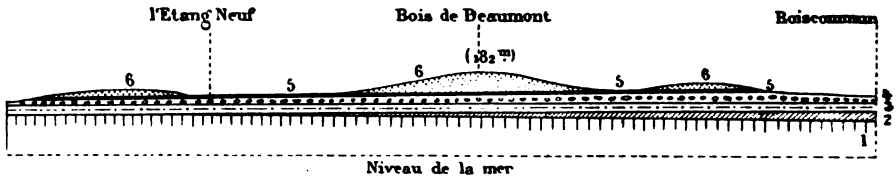

Fig. 536. — Coupe au 160 000e des environs de Boiscommun (d'après M. Douvillé).

1, calcaire de Beauce inférieur ; 2, mollasse du Gâtinais ; 3, calc. de Beauce supérieur ; 4, sables de l'Orléanais ; 5, marnes de l'Orléanais, 6, sables de la Sologne. (Hauteurs décuplées).

sent par former une couche continue, constituant la base du calcaire de Beauce supérieur. Ce dernier, ou *calcaire à hélices de l'Orléanais*, puissant d'une vingtaine de mètres, est caractérisé par des bancs noirâtres, bréchiformes, connus à Pithiviers, Fay-aux-Loges, Orléans (Marigny), Chevry. Ses principaux fossiles sont : *Helix Moroguesi*, *H. Aureliana*, *H. Defrancei*, *H. Tristani*, *H. Ramondi*, *Planorbis solidus*, *Limnæa Larteti*, *L. Noueli*, *L. urceolata*, *Melania aquitanica*. Aux environs de Gien, cette assise est à l'état de marnes noduleuses.

Sables et marnes de l'Orléanais. — Le calcaire de Beauce est recouvert par les *sables de l'Orléanais*, sables grossiers, argileux, qui occupent la forêt d'Orléans, quelquefois accompagnés de grès calcaires et se montrent fossilifères à Neuville-aux-Bois. On y trouve *Amphicyon giganteus*, *Anthracotherium onoideum*, *Mastodon tapiroides*, *M. pyrenaicus*, *M. angustidens*, *Dinotherium Cuvieri*, *Rhinoceros aurelianensis*, etc. Les caractères de ces sables sont ceux d'un dépôt littoral fluvio-lacustre. Ils atteignent à Boiscommun leur plus grande épaisseur, qui est de 20m. Dans le Gâtinais, ce ne sont plus que des sables argileux avec argiles tégulines, dépourvus d'osssements. En revanche, on les retrouve dans le Loir-et-Cher, à Chitenay, avec les mêmes caractères que dans l'Orléanais.

Une couche très peu épaisse de marnes blanches et vertes (*marnes de l'Orléanais* de M. Douvillé) repose sur les sables de l'Orléanais ou, quelquefois, sur les calcaires de Beauce supérieurs. Cette couche qui, à Suèvres, contient à sa base *Melania aquitanica* (1), supporte directement le *calcaire de Montabuzard*, dont les mammifères, *Anchitherium aurelianense*, *Procervulus aurelianensis*, *Hyæmoschus Larteti*, etc., présentent de grandes analogies avec ceux du gîte de Sansan (Gers). A Chevenelles, les mêmes marnes sont transformées en un calcaire lacustre, en tout semblable à celui de l'Orléanais.

Sables de la Sologne. Sables de l'Eure. — Le calcaire de Montabuzard n'est

(1) Douvillé, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 396.

Digitized by Google

qu'un accident local; partout ailleurs, comme l'a montré M. Douvillé, les marnes de l'Orléanais supportent en concordance les *sables et argiles de la Sologne*, qui atteignent, sur la rive droite de la Loire, 40^{m} d'épaisseur et sont de formation plus ancienne que les faluns de la Touraine, comme on peut le vérifier près de Soings (1). Les sables de la Sologne ne présentent aucun indice de classement mécanique; ils sont dépourvus de restes organiques, ont tous les caractères de dépôts boueux et offrent une grande analogie avec les *sables kaoliniques* de l'Eure. Ces sables de l'Eure sont formés de grains de quartz réunis par un ciment argileux, que la moindre agitation dans l'eau suffit à séparer. Associés à des argiles plastiques chimiquement très pures, ils remplissent, dans les assises tertiaires ou crétacées, des fentes ou des entonnoirs; leur structure est massive et rappelle celle d'un granite en décomposition (2). Ils sont en rapport direct avec les failles qui avoisinent la vallée de la Seine et on est tenté de les attribuer à des épanchements boueux qui se seraient produits à l'époque miocène. La même action thermale, plus atténuée, aurait donné naissance, sur les plateaux crayeux de la Normandie et de la Picardie, à une argile à silex analogue à celle de l'éocène inférieur.

§ 3

LE SYSTÈME MIOCÈNE DANS L'OUEST DE LA FRANCE

Assises tongriennes et aquitaniennes de l'Armorique. — L'étage tongrien ne paraît représenté, dans l'ouest de la France, que par le *calcaire grossier de Rennes*, à *Archiacina* (*Cyclolina*) *armorica*. Ce calcaire, épais d'environ 30^{m} et exploité à La Chausserie ainsi qu'à Lormandière, a d'abord été confondu avec le calcaire grossier parisien. Mais M. Tournoüer (3) a établi le caractère nettement tongrien de sa faune, qui comprend *Natica crassatina*, *N. angustata*, *Turbo Parkinsoni*, *Cerithium plicatum*, *C. trochleare*, *Cytherea incrassata*, etc. La même assise, toujours caractérisée par l'abondance des foraminifères du genre *Archiacina*, se retrouve à Langon, à Bréhain, à Saffré et en divers autres points de la Loire-Inférieure (4).

Le calcaire marin de Rennes est recouvert par 5^{m} de couches calcaires et argileuses, à *Potamides Lamarcki*, *Cyclostoma antiquum*, *Bythinia Dubuissoni*. A Saffré les mêmes couches, épaisses de 10^{m}, passent à de véritables meulières. En ce point elles reposent sur l'éocène : partout ailleurs elles ont pour substratum les schistes cristallins ou les terrains primaires.

(1) Douvillé, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 247.
(2) Douvillé, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VI, p. 697. — Douvillé et Potier, *Comptes rendus*, 6 mai 1872.
(3) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXV, p. 367; XXIX, p. 481; 3e série, VII, p. 464.
(4) Vasseur, *Terrains tertiaires de la France occidentale*, p. 319.

Digitized by Google

La faune tongrienne du bassin de Rennes n'a pas le caractère de celle des dépôts d'Étampes et du Limbourg ; elle se relie au contraire à la faune du tongrien de l'Aquitaine et des Pyrénées. Le bassin de Rennes communiquait donc par Nantes avec Bordeaux et Dax.

Faluns de la Touraine. — En dehors des rares affleurements tongriens et aquitaniens qui viennent d'être mentionnés, le miocène de l'ouest de la France est constitué par des *faluns*, qui tous appartiennent à l'étage helvétien et indiquent un empiétement marqué de la mer sur la région occidentale de notre pays.

On désigne sous le nom de *faluns* des dépôts marins composés de coquilles brisées, de polypiers, de bryozoaires, etc., mélangés d'une certaine quantité de sable siliceux plus ou moins grossier. La roche est, en général, meuble ou faiblement agglutinée, par un ciment calcaire, en un grès tendre et poreux. Les sablons sont, tantôt très purs et d'une blancheur extrême, tantôt colorés en jaune. Les parties calcaires sont exploitées pour le marnage des terres siliceuses.

Les faluns les plus célèbres et en même temps les plus anciens quant à l'époque de leur dépôt sont ceux dits *de la Touraine* et notamment les faluns de Manthelan et ceux de Pontlevoy (Loir-et-Cher), depuis longtemps connus par l'abondance et la belle conservation de leurs coquilles, au milieu desquelles on trouve, à l'état remanié, des ossements de mammifères empruntés aux sables de l'Orléanais. Les mollusques les plus caractéristiques sont *Trochus incrassatus*, *Turritella Linnæi*, *Pleurotoma tuberculosa*, *Cypræa affinis*, *Conus Mercatii*, *Cerithium intradentatum*, *Lima squamosa*, *Pecten striatus*, *Arbacia monilis*, etc.

Près de Pontlevoy, à Contres, on observe la superposition suivante (1) :

5. Marnes noduleuses à *Helix turonensis*.
4. Sables à *Ostrea crassissima*.
3. Sables à *Amphiope bioculata*.
2. Sables et grès calcarifères.
1. Faluns coquilliers de Pontlevoy.

L'ensemble des couches a une vingtaine de mètres. On peut admettre que les assises 2, 3 et 4 représentent la mollasse de l'Anjou et l'helvétien supérieur du midi de la France, tandis que 5 pourrait être un représentant du tortonien.

Faluns de l'Anjou, de la Bretagne et du Cotentin. — Les faluns de l'Anjou, un peu plus récents que ceux de la Touraine, se distinguent par l'abondance des polypiers, des bryozoaires et des algues calcaires du genre *Lithothalmium*. Les échinides, *Amphiope*, *Scutella*, *Echinolampas* et certains mollusques à test résistant y abondent ainsi que les dents de squales et les ossements d'*Halitherium*.

Le falun de Chazé-Henry, près de Pouancé, est constitué par 4 ou 5^{m} de calcaire sableux avec bancs solides, où l'on recueille des os d'*Halitherium*, accompagnés de dents de *Carcharodon megalodon*, *C. angustidens*, *Oxyrhina xiphodon*, etc. A Noëllet, les ossements sont rares ; mais les bryozoaires, les débris de balanes et les *Lithothalmium* sont nombreux (2).

(1) Douvillé, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 56.
(2) Vasseur, *Terrains tertiaires de la France occidentale*, p. 356.

Digitized by Google

Les faluns de l'arrondissement de Baugé (Maine-et-Loire), notamment ceux de Noyant, correspondent exactement aux faluns de la Touraine (1). Ils contiennent *Pecten solarium*, *P. scabrellus*, *Ostrea crassissima*, *Voluta miocenica*, *Arbacia monilis*, etc.

Des faluns synchroniques de ceux de l'Anjou se rencontrent en divers points des Côtes-du-Nord et de l'Ille-et-Vilaine, où ils forment, à des altitudes pouvant atteindre 95m, des lambeaux discontinus, dont l'épaisseur est inférieure à 8m. L'un des plus remarquables est celui de Saint-Juvat, sur la Rance, avec *Sphærodus*, *Carcharodon*, *Oxyrhina*, *Lamna*, *Myliobates*, *Ostrea crassissima*, *Pecten solarium*, *Hinnites Defrancei*, *Echinolampas dinanensis*, *Spatangus britannus*, *Scutella Faujasi*, etc. On peut encore citer, dans l'Ille-et-Vilaine (2), les gisements de Saint Pern, Saint-Grégoire, La Chausserie, Argentré et, dans la Loire-Inférieure, ceux d'Erbray, des Cléons, des Mortiers, etc.

Il existe aussi dans le Cotentin, près de Picauville et de Carentan, quelques lambeaux de faluns, que leur faune permet d'identifier avec ceux de l'Anjou (3). A Saint-Georges-de-Bohon, un conglomérat ferrugineux offre en abondance *Terebratula perforata*, en compagnie des genres *Ostrea*, *Pecten*, *Halitherium*.

Aquitaine. Calcaires à astéries. — Le tongrien est représenté dans l'Aquitaine par le *calcaire à astéries* ou *calcaire de Bourg*, puissant étage de calcaire grossier jaunâtre, exploité à Lormont, à Saint-Macaire et contenant, avec de nombreuses articulations d'astéries, *Natica crassatina*, *Cerithium plicatum*, *C. trochleare*, *Trochus Bucklandi*, *Archiacina armorica*, etc.

On a assimilé à ce calcaire les *faluns bleus*, marnes et grès calcaires, de Gaas et de Garanx, dans les Landes, avec *Natica crassatina*, *N. angustata* et nombreuses nummulites. Mais ces dernières, parmi lesquelles figurent plusieurs espèces de Biarritz, semblent devoir faire attribuer les couches de Gaas à l'éocène.

Dans le Bordelais, à Labrède (4), le calcaire à astéries supporte 10 ou 12m d'argiles et de marnes, bleues ou blanches, à *Neritina picta*, *Turritella Desmaresti*, *Cerithium calculosum*, *C. plicatum*, *C. margaritaceum*, *C. fallax*, *Lucina scopulorum*. Près de La Réole et de Bazas, ces argiles augmentent d'épaisseur et contiennent une huître voisine d'*Ostrea cyathula*.

Calcaires de l'Agenais et de l'Armagnac. Gites de Sansan et de Simorre. — Au-dessus du calcaire à astéries et séparé de lui par une *mollasse* qui, à Moissac, renferme des restes d'*Anthracotherium* (5), se présente, à la hauteur du calcaire de Beauce inférieur, le *calcaire lacustre blanc de l'Agenais*, ou calcaire de Villandraut, masse compacte sans lits marqués, de 5 à 15m, caractérisée par *Helix Ramondi* et *Cyclostoma antiquum*. Ce calcaire est recouvert par une *mollasse* à coquilles incrustées d'*Unio*, supportant le *calcaire gris de l'Agenais*, assise mar-

(1) Abbé Bardin, *Études paléontologiques*, Angers, 1881.
(2) Lebesconte, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 451.
(3) Vasseur, *Terrains tertiaires de la France occidentale*, p. 396.
(4) Tournouër, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XIX, p. 1035.
(5) Matheron, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIV, p. 223.

Digitized by Google

neuse de 20 à 25m, couronnée par un calcaire gris-foncé ou noir, celluleux et fétide, à *Limnæa Larteti*, *L. urceolata*, *L. girondica*, *Planorbis solidus*, *Helix aginensis*, *H. girondica*, etc., qui correspond à la mollasse du Gâtinais (1) et au calcaire à hélices d'Orléans, tandis que les sables de l'Orléanais et ceux de la Sologne ont pour équivalent le groupe des *formations lacustres de l'Armagnac*. Cet ensemble a 300m de puissance et se divise en deux assises, séparées par un poudingue à galets calcaires. Il est constitué par des marnes versicolores, jaunes, grises, verdâtres et rougeâtres et des *mollasses* ou grès calcarifères. On y observe à diverses hauteurs des bancs calcaires. Les *Unio flabellifer*, *U. Lacazei*, *Melania aquitanica*, *Helix Larteti*, *H. Leymeriei*, se rencontrent dans les deux assises.

La principale masse calcaire de l'assise inférieure est connue sous le nom de *calcaire de Sansan*. Elle offre un très riche gisement de mammifères, semblables à ceux de l'Orléanais, où *Protopithecus antiquus*, *Mastodon angustidens*, *M. tapiroides*, *Amphicyon major*, *Rhinoceros sansaniensis*, *Choerotherium Nouleti*, *Dicrocerus elegans*, etc., sont associés à *Limnæa Laurillardi*, *Planorbis Goussardi*, *Helix sansaniensis*, *Clausilia maxima*.

A l'assise supérieure appartient le *calcaire de Simorre*, que M. Douvillé regarde comme l'équivalent du calcaire de Montabuzard et qui est également très riche en mammifères, *Mastodon tapiroides*, *M. Simorrensis*, *Dinotherium giganteum*, *Rhinoceros brachypus*, *Anchitherium aurelianense*, etc.

Faluns du Bordelais et des Landes. — Si, dans l'Agenais, l'aquitanien supérieur est à l'état de dépôts lacustres, on voit apparaître au même niveau, dans le Bordelais, des *faluns* coquilliers marins et des mollasses marines, dont la succession (fig 537) a été établie par M. Tournoüer (2). Les plus anciens sont

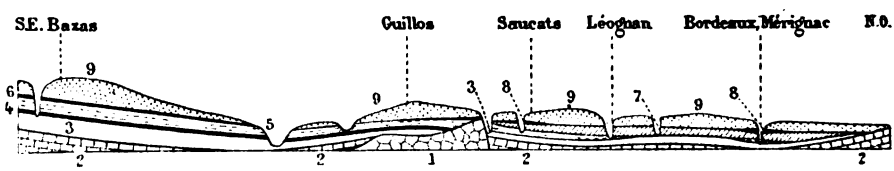

Fig. 537. — Coupe du système miocène aux environs de Bordeaux (d'après M. Tournouër).
1, craie ; 2, calcaire à astéries ; 3, argiles ; 4, calcaire lacustre inférieur ; 5, faluns et calcaire de Bazas ; 6, calc. lacustre supérieur ; 7, faluns de Léognan ; 8, faluns de Salles ; 9, sable des Landes.

les *faluns de Bazas et de Saint-Avit*, à *Ostrea aginensis*, *Pyrula Lainei*, *Cerithium Serresi*, *C. lignitarum* et *Lycopteris lenticularis*, qui correspondent au calcaire gris de l'Agenais ; car, aux environs de Saucats, on voit ce calcaire intercalé entre deux bancs d'huîtres. Ensuite viennent les faluns jaunes et la mollasse marine de Léognan, à *Turritella terebralis*, *Oliva plicaria*, *Cancellaria acutangula*, *Lucina columbella*, *Pecten burdigalensis*, *Scutella subrotunda*, *Clypeaster marginatus*, etc., avec des dents de *Carcharodon megalodon*, *Notidanus Grateloupi*, *Hemipristis serra* et des ossements de *Delphinus* ainsi que de *Squalodon*.

(1) Tournouër, *id.*, 3e série, VII, p. 236.
(2) Voir *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XIX, p. 1035 ; 3e série, VII, p. 236.

Digitized by Google

Les faluns de la Touraine ont pour équivalent, dans l'Aquitaine, les faluns du haut de Saucats, à *Oliva Basteroti* et *Buccinum baccatum*, et les faluns de Baudignan et de Gabarret, à ossements roulés de *Dinotherium* et de *Mastodon*, avec *Melania aquitanica*.

Au-dessus vient la *mollasse marine de l'Armagnac*, à *Ostrea crassissima* et *Pecten solarium*. Enfin la série se termine par les faluns jaunes et bleus de Salles, d'Orthez et de Saubrigues, à *Pleurotoma cataphracta*, *Voluta Lamberti*, *Cardita Jouanneti*, *Ostrea crassissima*, *Pecten scabrellus*, *Trochopora conica*, offrant déjà des affinités avec le pliocène italien.

§ 4

LE SYSTÈME MIOCÈNE DANS LE PLATEAU CENTRAL ET LE BASSIN DE LA SAÔNE

Limagne. Arkoses et marnes. — La Limagne (fig. 538) formait, à l'époque miocène, un vaste lac d'eau douce, que des soulèvements ultérieurs ont morcelé

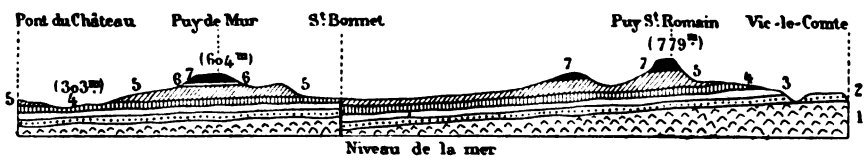

Fig. 538. — Coupe de la Limagne sur la rive droite de l'Allier (d'après M. Julien).
1, granite; 2, arkoses et argiles sableuses; 3, calcaire à Potamides; 4, calcaire à Limnées; 5, calcaires et pépérites à phryganes et à *Helix Ramondi*; 6, calcaire à *Melania aquitanica*; 7, basalte.

en deux bassins, celui de Clermont et celui d'Issoire (1). Un bassin analogue existait dans le Velay et la haute vallée de la Loire et d'autres lambeaux attestent l'existence d'un lac de la même époque sur l'emplacement actuel du massif du Cantal.

A la base des sédiments tertiaires on observe, dans la Limagne d'Auvergne, 50 ou 60^m d'arkoses et d'argiles bariolées, plus ou moins sableuses, résultat de la désagrégation, presque sur place, des roches granitiques qui forment le fond du bassin. Ces arkoses, que plusieurs auteurs ont rapportées à l'éocène, appartiendraient, selon M. Julien, au tongrien, avec lequel elles se relient stratigraphiquement d'une manière continue, en même temps qu'elles fournissent, avec des restes de palmiers, un végétal d'affinités tongriennes, *Betula dryadum*. Les arkoses sont surmontées par 350^m de bancs calcaires et marneux, alternant avec des lits argileux et des couches de cendres basaltiques, lesquelles, cimentées par de la vase calcaire, donnent naissance aux *pépérites* de la Limagne. La succession des assises, du haut en bas, est la suivante (2) :

(1) Julien, *Annuaire du club alpin*, 1881, p. 446.
(2) Julien, *loc. cit.*

Digitized by Google

4. Bancs supérieurs de Gergovie, à *Melania aquitanica* (40 à 50m).
3. Couches à *Helix Ramondi* (200m).
2. Couches à *Limnæa pachygaster* et *Planorbis cornu* (50m).
1. Couches à *Potamides Lamarcki* (50m).

Les couches de l'assise 1, dont M. Julien a démontré la continuité dans tout le sud de la Limagne et qu'on observe à Gergovie, Corent, Saint-Romain, Durtol, Royat, etc., sont tantôt en bancs épais, tantôt en feuillets excessivement minces. Le gypse y est exploité et l'on y trouve des plumes d'oiseaux, des poissons du genre *Lebias*, des *Bythinia Dubuissoni* et des graines de *Chara*. L'argile, grise ou verdâtre, avec *Cypris faba*, abonde dans les couches à limnées, où les calcaires sont moins jaunes que dans l'assise inférieure.

Calcaire à phryganes. Calcaire de Gergovie. Pépérites. — Alors commencent les pépérites, assez bien stratifiées et résultant de pluies de cendres dans les étangs et les marais auxquels le lac avait fait place ; là se sont développées des myriades de *phryganes*, dont les larves ont souvent formé leurs étuis ou *induses* d'une agglomération de petits planorbes et de paludines, donnant naissance au *calcaire à phryganes*. On y trouve les *Helix Ramondi*, *H. ligeris*, *H. phacodes*, *Pupa*, etc. De temps en temps, quelques bancs calcaires bien réglés se montrent au milieu de la masse, où ils ramènent alors les limnées et les planorbes de l'assise 2. L'activité thermale s'est en outre traduite par la formation de vrais travertins et de dépôts de silice.

Sur les hauteurs de Gergovie et de Merdogne, entre deux nappes de basalte, se présentent le calcaire marneux et les sables fluviatiles à *Melania aquitanica*, avec *Melanopsis*, *Unio*, *Cyrena*. La flore se compose de *Myrica lignitum*, *M. lævigata*, *Laurus primigenia*, *Cinnamomum lanceolatum*, *Liquidambar europæum*, *Diospyros varians*. Les feuilles sont petites, chétives, d'apparence coriace et dénotent un climat sec et chaud, d'affinités australiennes (1).

Les pépérites ou tufs basaltiques de la Limagne, si puissantes autour de Pont-du-Château, Vertaizon, Vic-le-Comte, etc., sont remplies d'*Helix Ramondi* et d'ilots de calcaire à phryganes. Les vertébrés appartiennent aux genres *Anthracotherium*, *Rhinoceros*, *Cænotherium*, *Dremotherium*, *Amphitragulus*.

Calcaires d'Issoire, Aurillac, Gannat, Roanne, etc. — Dans le bassin d'Issoire, le calcaire à potamides est parfois compact et donne le *marbre de Nonette*, dans lequel Brongniart a découvert en 1809 le *Potamides Lamarcki*. Ce même fossile abonde, aux environs d'Aurillac, dans des marnes calcaires, épaisses de 30m, superposées à des arkoses et contenant aussi *Bythinia Dubuissoni*. Au-dessus vient, à Aurillac et à Murat, un calcaire à limnées et à planorbes, avec *Limnæa pachygaster*, *L. symmetrica*, *Planorbis cornu*, *Helix Ramondi*. Dans le Cantal, les marnes sont quelquefois très fissiles, au point de compter jusqu'à 30 feuillets distincts sur une épaisseur de 0m,03 à 0m,04 (2). Cette fissi-

(1) Julien, *loc. cit.* — De Saporta, *Plantes des arkoses de Brives*, 1878.
(2) Oustalet, *Ann. des sc. géol.*, 1870, 1871.

Digitized by Google

lité, ainsi que celle des marnes de la Limagne, est souvent due à l'abondance des tiges de *Chara* (*C. destructa*) et des carapaces de *Cypris faba*.

A Gannat, le calcaire lacustre miocène est à l'état de travertin avec cycadées et *Phœnicopteris Croizeti;* près de Vichy, sa texture est oolithique.

Le calcaire à phryganes et à paludines, avec *Anthracotherium magnum*, s'observe en divers points du bassin de la Loire, à Roanne, à Cercy-la-Tour, où il contient des grains de quartz dans une pâte calcaire compacte, à Bourbon-Lancy, où il est en lentilles dans des marnes vertes, à Vitry-sur-Loire, où l'on observe des boules de calcaire à phryganes avec silex.

Il est probable qu'on doit rapporter au tongrien, peut-être même à l'aquitanien, les couches supérieures de Ronzon, près le Puy, avec *Rhinoceros* et végétaux fossiles.

Calcaire de Saint-Gérand-le-Puy. Lignite de Menat. — Le calcaire de St-Gérand-le-Puy (Allier) est l'exact équivalent du calcaire à phryganes et à *Helix Ramondi*. Les mammifères y abondent, notamment *Rhinoceros*, *Palæochœrus*, *Cænotherium*, les ruminants, les moschidés et les rongeurs. On remarque l'absence des quadrumanes. De plus, d'après M. Filhol (1), les restes de mammifères et d'oiseaux portent très rarement l'empreinte de la dent des carnassiers ; plusieurs squelettes d'oiseaux ont été trouvés en place au-dessus des œufs que l'animal avait dû couver. Aussi peut-on attribuer la mort de ces vertébrés à des émanations asphyxiantes semblables à celles qui, de nos jours encore, surprennent quelquefois des oiseaux aux environs de Montpensier (Allier).

Reposant sur des couches à *Anthracotherium* et *Lophiomerix*, le calcaire de St-Gérand est surmonté par des marnes à *Anchitherium* et *Mastodon*, contenant une faune semblable à celle de Sansan.

A l'époque aquitanienne appartient le schiste lignitifère de Menat, sur la Sioule : ce gisement occupe dans le micaschiste une dépression irrégulière de 1 à 2 kilomètres de diamètre. Le lignite, en masses compactes, se débite à l'air en feuillets et sa calcination donne du tripoli et du noir animal. On y trouve un poisson d'eau douce, le *Cyprinus papyraceus* des lignites de Bonn (2). La flore, contenant *Glyptostrobus*, *Sequoia*, *Planera*, *Liquidambar*, est luxuriante et dénote un climat tempéré, chaud et humide, à peu près exempt d'hivers (3). M. de Saporta a été récemment conduit à placer le gisement de Menat à la base de l'aquitanien, et cette conclusion est d'accord avec les nouvelles observations stratigraphiques de M. Julien (4).

Puy-Courny. Coirons. — Au Puy-Courny, à 2 kilomètres d'Aurillac, des graviers quartzeux et des argiles blanchâtres, à *Dinotherium giganteum*, *Hipparion gracile*, *Machærodus cultridens*, puissants de 4m, reposent sur une nappe

(1) *Ann. des sc. géol.*, 1880, 1881.
(2) Oustalet, *Ann. des sc. géol.*, 1870, 1871.
(3) De Saporta, *Plantes des arkoses de Brives*, 1878.
(4) Communications directes adressées à l'auteur.

Digitized by Google

basaltique qui elle-même recouvre les marnes lacustres à *Potamides Lamarcki*. L'étage tortonien a donc laissé des traces en Auvergne.

Il en est de même dans le Vivarais, où le plateau des Coirons est formé par une nappe de basalte reposant sur des couches de tuf et de boue volcanique avec fragments des roches de la contrée. A Aubignas, ces dépôts sous-basaltiques renferment *Machærodus cultridens*, *Rhinoceros Schleiermacheri*, *Hipparion gracile*, *Tragocerus Amaltheus*, *Dremotherium Pentelici*, c'est-à-dire une faune tortonienne. Ils reposent d'ailleurs sur des poudingues et des marnes éocènes et les dépôts pliocènes, tous produits après le premier creusement de la vallée du Rhône, sont postérieurs aux alluvions des Coirons (1).

Bassin de la Saône. — Le dépôt des couches lacustres à *Helix Ramondi* s'est étendu fort loin dans la vallée de la Saône. On en trouve des lambeaux, quelquefois à l'état de conglomérat, aux environs de Gray. A Dijon, le conglomérat est bréchoïde, à fragments jurassiques, toujours rougeâtre, et contient *H. Ramondi*, *Cyclostoma divionense*; c'est ainsi encore qu'on l'observe à Mutigney. A Brognon, dans la Côte-d'Or, le conglomérat surmonte un calcaire concrétionné, produit d'une cascade limpide et jaillissante, avec *Flabellaria latiloba*, palmier de la mollasse inférieure de la Suisse, *Quercus divionensis*, *Cercis Tournoueri* et autres plantes aquitaniennes (2). Enfin les calcaires lacustres de Sanciat et de Couzance, dans la Bresse, appartiennent aussi à l'horizon de l'*Helix Ramondi* (3).

§ 5

LE SYSTÈME MIOCÈNE DANS LA RÉGION DES ALPES ET DU JURA

Mollasse. Nagelfluh. — Le système miocène est caractérisé, dans la région alpine, par la prédominance des roches détritiques, parmi lesquelles se font remarquer des grès, calcaires ou argileux, faciles à travailler, qui ont reçu le nom de *mollasses*. Par extension, la qualification de mollasse a été appliquée à l'ensemble du miocène alpin. C'est une formation littorale, effectuée aux dépens des îles, sans doute très peu étendues et très instables, qui constituaient le massif des Alpes à l'époque miocène.

A côté des grès et des calcaires mollassiques, la roche la plus caractéristique de la formation est un conglomérat dit *nagelfluh*, qui s'y répète à diverses hauteurs et qui est formé, tantôt de cailloux calcaires impressionnés (*nagelfluh calcaire*), tantôt de morceaux roulés de granite, de porphyre, de syénite, de variolite, aux couleurs bariolées (*nagelfluh polygénique*).

Origine des conglomérats mollassiques. — Les conglomérats mollassiques du nord de la Suisse contiennent de nombreux fragments de roches *exotiques*,

(1) Gaudry et Torcapel, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 406.
(2) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 291.
(3) Tardy, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 73.

Digitized by Google

c'est-à-dire étrangères aux Alpes et dont l'origine paraît devoir être cherchée dans les Vosges et la Forêt-Noire. Il n'est nullement impossible qu'à l'époque miocène, où le relief des Alpes était encore très peu accentué, les deux massifs plus anciens aient envoyé sur la Suisse des courants dirigés du nord au sud (1). Quant aux conglomérats calcaires, ils paraissent disposés suivant trois amas triangulaires offrant une grande analogie de forme avec les deltas. La structure torrentielle y est fréquente, les passages à la mollasse sont nombreux et les galets diminuent de grosseur à mesure qu'on s'avance vers le nord. Déjà Studer et Escher de la Linth regardaient les conglomérats de la *nagelfluh* comme les débris d'une chaîne disparue, qui sans doute avait formé une ligne en avant du bord septentrional des Alpes. M. Bachmann (2) pense que le Stockhorn, près de Thoune, peut être considéré comme un reste de cette chaîne, ayant fourni les matériaux de la *nagelfluh* calcaire du lac. Cette explication peut, du reste, s'appliquer aux conglomérats à cailloux dits exotiques; eux aussi pourraient provenir de la destruction d'anciens dépôts houillers, permiens ou triasiques, primitivement superposés à certaines parties du massif cristallin central.

En Suisse, de même qu'en Bavière et en Autriche, la mollasse ne pénètre pas dans l'intérieur des grands massifs montagneux, dont elle encadre le versant septentrional d'une ceinture de collines boisées, aux formes doucement ondulées. Elle atteint sa plus grande puissance au pied des Alpes; c'est donc une formation littorale, due à la dégradation, par les eaux atmosphériques, fluviales ou marines, d'une côte soumise à de fréquentes oscillations, prémisses du soulèvement alpin.

Divisions de la mollasse. — Le grand système de la mollasse suisse comporte, d'après MM. Alph. Favre et Heer (3), les subdivisions suivantes.

V. *Œningien.* Mollasse d'eau douce d'Œningen, près du lac de Constance (*Tortonien*).
IV. *Helvétien.* Mollasse marine supérieure de Berne, Fribourg, Lausanne.
III. *Mayencien.* Mollasse d'eau douce inférieure, grès marin de Bâle-Campagne, mollasse grise des environs de Lausanne.
II. *Aquitanien.* Mollasse à lignite comprenant :
c. Mollasse lignitifère, gypsifère à la base des Hohe Rhonen;
b. Mollasse rouge;
a, Grès de Rallingen, sur les bords du lac de Thoune.
I. *Tongrien.* Couches marines inférieures de Bâle, du Jura bernois, du Salève.

Couches tongriennes. — Le tongrien suisse, développé surtout entre Bâle et Berne, se compose d'un grès à grains de quartz, de schiste siliceux et de feldspath, avec mica, glauconie et ciment marno-calcaire. On y trouve *Ostrea cyathula, O. longirostris, Cerithium plicatum, Cyrena semistriata, Pectunculus obovatus,* etc.

Nous y rattacherons, à titre d'écart septentrional, les couches tongriennes

(1) Greppin in *Revue géol. suisse*, VIII, p. 57.
(2) *Neues Jahrbuch*, 1877, 431.
(3) In Alph. Favre, *Description géol. du canton de Genève*, 1880.

Digitized by Google

d'Alsace, où deux formations, l'une franchement marine, l'autre offrant des intercalations de couches d'eau douce, sont séparées par un poudingue à très gros éléments, donnant la série suivante (1) :

3. Poudingues, grès, marnes sableuses et marnes bariolées de Turckheim (50 à 60m).
2. Conglomérats et poudingues.
1. Marnes bleues ou grises, grès fins, grès grossiers d'Hartmannswiller et Eguisheim, à *Ostrea callifera*, *Natica crassatina*, *Pectunculus angusticostatus*, *Cristellaria*, *Nodosaria*, *Textularia*.

Les marnes bariolées de l'assise 3, souvent d'un rouge vif, contiennent *Mytilus Faujasi*. Dans les marnes d'eau douce de la même assise, on trouve des poissons, *Meletta longimana*, *Amphisyle Heinrichi*, associés à une flore tongrienne (2), avec *Callitris Brongniarti*, *Cinnamomum polymorphum*, *C. Scheuchzeri*, etc. Enfin des marnes à cyrènes s'observent aux environs de Mulhouse.

Mollasse rouge, Mollasse lignitifère, Mollasse grise. — Dans le voisinage du Jura, la mollasse inférieure présente d'ordinaire une coloration rouge qui l'a fait désigner sous le nom de *mollasse rouge* et qui serait due, selon M. Schardt (3), au remaniement des dépôts sidérolithiques. Tantôt cette mollasse rouge est un poudingue sans mica, à matériaux de provenance jurassienne, et contenant *Helix rugulosa*, espèce aquitanienne; tantôt ce sont des marnes et des grès micacés d'origine alpine. A la Tour-de-Peilz, cette assise a fourni une feuille de *Sabal major*. M. Benoit (4) pense qu'il peut y avoir deux mollasses rouges, dont l'une, directement superposée au terrain sidérolithique, correspondrait à la base du tongrien.

Près de Lausanne, la mollasse rouge est surmontée par une mollasse à lignite, que des couches gypsifères séparent d'une mollasse à néritines et à *Anthracotherium*, avec *Helix cf. Ramondi*, *Planorbis solidus*, *Limnæa cf. subovata*. Tout cet ensemble serait aquitanien. La mollasse lignitifère existe à Monod et à Rivaz dans le canton de Vaud, aux Hohe Rhonen, de même qu'en divers points de la Bavière méridionale. La présence des cyrènes et des mélanopsides indique une formation d'eau saumâtre. Dans les cantons de Saint-Gall et d'Appenzell, la mollasse lignitifère couronne les bancs de *nagelfluh* du Kronberg et du Stockberg, placés à la base de l'aquitanien.

La mollasse rouge, parfois puissante de 500m, supporte au Righi la *nagelfluh* bien connue de cette montagne, dont les bancs ont été portés par le soulèvement des Alpes jusqu'à plus de 1800m d'altitude. Dans quelques assises marneuses qui s'y trouvent intercalées, on observe de rares débris de coquilles terrestres ou de plantes ainsi que des ossements de pachydermes.

A l'étage mayencien doit être attribuée la mollasse grise des environs de Lausanne, dont la flore, reconstituée par M. Heer, offrait l'association des *Sabal*, *Flabellaria*, *Phœnicites*, avec les lauriers, les figuiers, les acacias et les érables, sur

(1) Bleicher, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 222.
(2) Oustalet et Sauvage, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXVII, p. 380.
(3) In Ernest Favre, *Revue géol. suisse*, XI, p. 85.
(4) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 436.

Digitized by Google

les bords d'un lac couvert de *Nymphæa Charpentieri*. Cette mollasse est quelquefois qualifiée de grès à empreintes de feuilles (*Blättersandstein*), par opposition à la mollasse coquillière marine (*Muschelsandstein*). En quelques points il s'y intercale des couches marines avec *Cerithium lignitarum*, *Venus clathrata*, *Murex plicatus*. On y doit rapporter la mollasse granitique d'eau douce de San-Margarethen près de Saint-Gall.

Mollasse marine. — La mollasse marine, qui marque un mouvement prononcé du sol avant le grand soulèvement alpin, couronne en général les collines de la Suisse occidentale et s'élève près de Berne à une assez grande hauteur. C'est un grès coquillier, à ciment calcaire, qui s'enchevêtre, en quelque sorte, avec les couches d'eau douce, sans qu'il y ait de séparation tranchée entre les deux ordres de dépôts. Les dents de poissons, *Lamna*, *Oxyrhina*, *Carcharodon*, y sont fréquentes, ainsi que les mollusques habituels de l'helvétien.

Dans les cantons de Saint-Gall et d'Appenzell, cet étage débute par une mollasse marneuse rouge à bancs de *nagelfluh*, que surmontent des grès coquilliers et des mollasses en dalles, dont la véritable *mollasse marine de Saint-Gall* occupe le sommet.

Couches d'Œningen. — La mollasse d'eau douce supérieure (*tortonien*), est formée de grès, de marnes et de calcaires avec quelques couches de lignite. Les genres *Helix*, *Planorbis*, *Limnæa*, *Unio*, y dominent. C'est dans cet étage que doivent être placées les couches d'Œningen, sur les bords du lac de Constance, calcaires en minces plaquettes, extraordinairement riches en fossiles, insectes, poissons (*Leuciscus*), reptiles, etc. (1). Mais c'est surtout par sa flore que le gîte d'Œningen est célèbre. M. Heer en a décrit près de 500 espèces, parmi lesquelles bon nombre de formes européennes sont mêlées à des types asiatiques, africains, australiens ou même américains. L'assise inférieure ou *couche à insectes* d'Œningen est composée d'environ 250 feuillets, où l'on distingue jusqu'aux saisons successives, les fleurs de camphrier annonçant le printemps, les fruits d'orme et de peuplier l'été, ceux de camphrier et de *Diospyros* l'approche de l'automne (2). Les arbres les plus fréquents sont *Acer trilobatum*, *Populus mutabilis*, *Juglans acuminata* et un *Podogonium* dont les fruits se montrent associés à des ailes de fourmis. Les palmiers y sont très rares.

M. Heer pense qu'il régnait à Œningen un climat analogue à celui de Madère, du Japon méridional et de la Géorgie, correspondant à une moyenne annuelle de 18 à 19 degrés.

La mollasse d'eau douce se présente parfois à l'état de gravier à cailloux vosgiens, comme celle de Délémont, où l'on a trouvé *Mastodon angustidens*, *Dinotherium giganteum*, *Acerotherium incisivum*.

(1) Ce gisement a fourni une salamandre gigantesque, *Andrias Scheuchzeri*, que Scheuchzer considérait, lors de sa découverte, comme un squelette humain (*homo diluvii testis*) et dont le type vivant, *Andrias japonicus*, a été retrouvé au Japon.

(2) Heer in de Saporta, *le Monde des plantes*, p. 313.

Digitized by Google

§ 6

LE SYSTÈME MIOCÈNE DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE

Languedoc. — Le tongrien manque dans le Languedoc, où l'aquitanien est représenté par les marnes bleues de Foncaude, à *Cerithium plicatum*, *C. margaritaceum*, *C. papaveraceum*. Le mayencien paraît absent de la même région et à l'helvétien correspond le *calcaire moellon* avec *Anomia sinistrorsa*.

La localité d'Armissan, près de Narbonne, offre une flore très riche qui se place sur le passage du tongrien à l'aquitanien. La plupart des espèces caractéristiques de ce dernier étage s'y rencontrent déjà, mais encore associées aux formes tongriennes, comme *Comptonia dryandræfolia*. C'est là que se montrent, pour la première fois, les espèces qui depuis sont demeurées indigènes dans le midi de l'Europe. Les pins y sont en profusion, accusant l'existence d'une grande forêt d'arbres résineux, située entre la mer et le lac d'Armissan (1).

Provence, Gîtes de Céreste et de Manosque. — En Provence, la transition de l'éocène supérieur au miocène se fait d'une manière continue, par des dépôts lacustres dont les flores, d'après M. de Saporta (2), se sont succédé de la manière suivante :

Après la flore des gypses de Gargas vient celle des marnes de Saint-Zacharie, à laquelle succède la flore de Saint-Jean de Garguier, qui offre les *Sabal major* et *Dryandra Brongniarti*. Là paraît devoir s'intercaler le remarquable gisement de Céreste, dans les Basses-Alpes, où des schistes calcaréo-marneux très fissiles renferment, avec des plumes d'oiseaux et de nombreux insectes, une flore composée de *Callitris Brongniarti*, *Libocedrus salicornioides*, *Myrica hæringiana*, *Sabal major*, etc. On y trouve aussi trois espèces de poissons des genres *Smerdis*, *Prolebias*, *Enoplophthalmus* (3). Les schistes de Céreste font partie d'une formation lignitifère développée aux environs de Volx et puissante de plus de 700^{m}. Les lignites contiennent, au-dessous des schistes à végétaux, des restes de mammifères, parmi lesquels M. Collot (4) a reconnu *Anthracotherium magnum* et *A. hippoideum*.

La flore de Céreste, qui appartient probablement au tongrien supérieur, conduit à celle de Manosque, qui offre le type de la végétation de la période aquitanienne. Le lac de Manosque, dans lequel se sont formés des lignites, mesurait 60 kilomètres. Des palmiers, des *Sequoia*, *Glyptostrobus*, *Diospyros*, etc., d'affinités subtropicales, y mélangeaient leurs débris avec ceux des aunes, des bouleaux, des peupliers, etc., à l'ombre desquels croissaient de belles fougères, *Osmunda lignitum*, *Lastræa styriaca*, *Lygodium Gaudini*, etc.

(1) De Saporta, *op. cit.*, p. 364.
(2) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XX, p. 35.
(3) Sauvage, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 439.
(4) *Revue des sciences naturelles*, 1881.

Digitized by Google

Il convient encore de rapporter au tongrien le calcaire marin de Barrème, à *Cerithium concisum* et *C. cf. plicatum* et à l'aquitanien le calcaire lacustre de la même localité, à *Potamides* et *Paludestrina Dubuissoni*.

Valentinois. — L'étage tongrien semble faire défaut dans le Haut Comtat, où le miocène helvétien repose, en général, sur les sables et argiles bigarrés éocènes. En revanche, dans le Valentinois, on peut attribuer à cet étage des calcaires marneux à *Cyrena semistriata*, avec conglomérats à cailloux siliceux, des grès schistoïdes à empreintes végétales et des calcaires marneux à *Melania crestensis*, que surmontent des calcaires également marneux à *Helix Ramondi* et *Potamides granensis*, représentant l'aquitanien (1). Le tongrien du Valentinois a 150 ou 200^{m}; l'aquitanien en a 70 ou 80. Tous deux ensemble sont réunis par M. Fontannes sous le nom de *groupe d'Aix*. C'est sans doute à l'aquitanien que correspondent les couches marines de Carry, près de Marseille.

Mollasse du Comtat et du Bas-Dauphiné. — Il ne paraît pas y avoir, dans le bassin du Rhône, de représentant bien constaté de l'étage mayencien. En revanche la *mollasse* y est très développée. Dans les Bouches-du-Rhône, la mollasse commence d'ordinaire par des argiles marneuses et des macignos bleus ou jaunes que surmonte la *mollasse calcaire*, c'est-à-dire un calcaire à grain fin, jaune, tendre, très coquillier. A Aix, c'est un calcaire roux, grossier, facile à tailler, contenant, à l'état de moules, des coquilles terrestres entraînées des rivages voisins, *Helix aquensis*, *H. galloprovincialis*, *H. pisum*, *Cyclostoma Serresi*. Les débris marins abondent dans les couches supérieures, où s'observent *Conus Aldovrandii*, *Turritella bicarinata*, *Arca umbonata*, *Arca turonica*, etc.

Dans le Haut Comtat comme dans le bassin de Crest (fig. 539), la mollasse affecte un grand développement : M. Fontannes distingue, dans l'helvétien du bassin de Visan :

IV. Marnes et sables à *Ancillaria glandiformis* et *Cardita Jouanneti* (25 à 30^{m}).	Marne sableuse à *Ostrea crassissima* (2e niveau). Sable marneux à *Rotella subsuturalis*. Sables marneux à *Ancillaria glandiformis*. Calcaire marnosableux à *Pecten Vindascinus*.
III. Sables et grès à *Pecten Gentoni* (275 à 300^{m}).	Sables et grès à *Terebratulina calathiscus*. Grès lumachelle à *Cardita Michaudi*. Sable ferrugineux à *Amphiope perspicillata*.
II. Sables et grès marneux à *Ostrea crassissima* (1er niveau) (15^{m}).	Grès marneux à *Pecten amœbeus*. Calcaire marnogréseux à bryozoaires. Sable marneux à *Myliobates*. Grès marneux à *Pecten camaretensis*. Marne sableuse à *Pecten diprosopus*.
I. Mollasse à *Pecten præscabriusculus* (60 à 150^{m}).	Mollasse calcaire à *Pecten sub-Holgeri*. — marneuse à *P. subbenedictus* et *Echinolampas hemisphæricus*. — sableuse à *P. Davidi* et *Scutella paulensis*. Conglomérat à galets de silex verdâtre.

La mollasse à *Scutella paulensis* a 40 ou 50^{m} d'épaisseur à Saint-Paul-Trois-Châteaux ; elle correspond à la mollasse marnosableuse à *Pecten rotundatus* de

(1) Fontannes, *Études stratigraphiques*, VI, 1880, p. 65.

Digitized by Google

Crest et du Var. Dans cette assise comme dans celles qui suivent, les ostracées et les pectinides jouent un rôle prépondérant, à l'exclusion des bivalves dimyaires

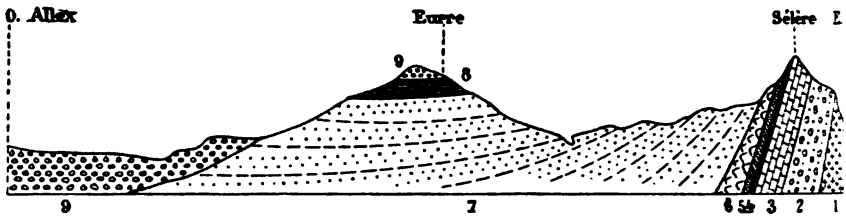

Fig. 539. — Coupe des environs de Crest (d'après M. Fontannes).

1, système crétacé ; 2, tongrien à cyrènes ; 3, calcaire à potamides et à *Helix Ramondi* ; 4, mollasse à *Pecten rotundatus* ; 5, mollasse à *Pecten subbenedictus* ; 6, grès à *Ostrea crassissima* ; 7, sables et grès à *Pecten Gentoni* ; 8, marne tortonienne à lignite ; 9, alluvions pliocènes des plateaux.

et des gastropodes ; le fait est général dans les types méditerranéens de l'étage helvétien et se reproduit jusqu'en Perse (1).

Les sables marneux à *Ancillaria glandiformis* correspondent aux sables à *Nassa Michaudi* du Bas-Dauphiné ainsi qu'aux marnes de Cabrières-d'Aigues, près de Cucuron.

Mollasse du Haut-Dauphiné et de la Bresse.— Dans tout le Haut-Dauphiné, la mollasse marine est un grès calcarifère, généralement tendre, micacé, avec des bancs de poudingues où les cailloux roulés, atteignant 0m 20, sont formés de roches alpines, auxquelles se mêlent parfois des roches provenant du Plateau Central (2). Les *Echinolampas scutiformis*, *E. hemisphæricus*, *Balanus delphinus*, *B. priscus*, s'y montrent avec les peignes, des ossements d'*Halitherium* et des dents de squales. Parmi les poudingues les plus remarquables il convient de citer ceux de Proveysieux, subordonnés à la mollasse marine

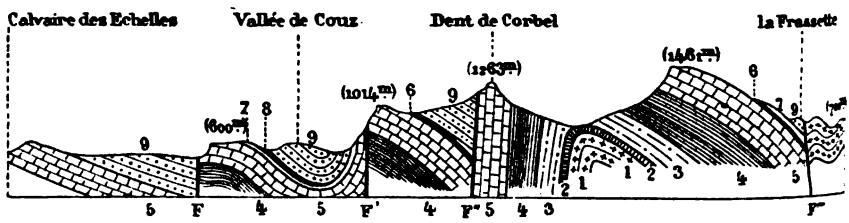

Fig. 540. — Coupe prise dans le massif de la Grande-Chartreuse (d'après M. Lory). Échelle $\frac{1}{80\,000}$.

1, calcaires à *Amm. tenuilobatus* ; 2, calc. à *Ter. janitor* ; 3, couches de Berrias ; 4, néocomien ; 5, urgonien ; 6, albien ; 7, sénonien ; 8, sables et argiles sidérolithiques ; 9, mollasse marine ; F. faille ; F', faille de Voreppe ; F", faille de la Chartreuse ; F"', faille d'Entremont.

Pecten præscabriusculus et parfois redressés jusqu'à la verticale. Ces poudingues, très analogues à la *nagelfluh* et où tous les cailloux calcaires sont impressionnés, contiennent des dents de squales et d'autres fossiles marins. Certains bancs de

(1) Fuchs in Fontannes, *op. cit.*, p. 96.
(2) Lory, *Descr. géol. du Dauphiné*, p. 406.

Digitized by Google

mollasse renferment des ossements de *Dinotherium* (1). Les couches supérieures de cette formation sont de plus en plus friables. On y trouve les *Ostrea crassissima* et *O. crispata*. La mollasse marine a d'ailleurs participé à toutes les dislocations de la région alpine, comme l'indique la figure 540.

La mollasse marine à dents de squales n'a pas encore été authentiquement reconnue, dans l'Ain, plus au nord que Clériat, près de Coligny, où elle affleure à une altitude déjà assez forte, sur le flanc de la chaîne jurassique et en discordance avec les dépôts lacustres de la Bresse, qui butent contre le pied de la montagne (2).

Marnes à lignites; Limons à Hipparion. — Au tortonien qui, joint à l'helvétien, constitue le *groupe de Visan* de M. Fontannes, correspond dans le Dauphiné l'assise d'eau douce des sables et marnes à lignite de Montvendre et de Tersanne, faciles à confondre avec les marnes pliocènes à lignites d'Hauterives. Cette assise, épaisse de 160 à 180^{m} dans le Comtat, de 100 à 125 dans le Viennois, est caractérisée par *Helix delphinensis* et *Unio cabeolensis*. Au pied du mont Léberon, elle contient *Helix Christoli* et est surmontée par les *limons rougeâtres* à *Hipparion*. Des calcaires blancs et des marnes à *Helix Christoli* s'observent en Provence, où ils contiennent *Melanopsis Narzolina*, *Bythinia Leberonensis*, *Helix Dufrenoyi*, etc. Enfin le tortonien se termine par des conglomérats bréchiformes.

Les *limons rougeâtres* qui recouvrent le versant méridional du mont Léberon renferment, à quatre kilomètres de Cucuron, un riche gisement de vertébrés, qui rappelle d'une manière frappante celui de Pikermi en Attique. M. Gaudry y a recueilli *Machærodus cultridens*, *Dinotherium giganteum*, *Rhinoceros Schleiermacheri*, *Hipparion gracile*, *Sus major*, *Helladotherium Dufrenoyi*, etc.

§ 7

TYPES ÉTRANGERS DIVERS DU SYSTÈME MIOCÈNE

Angleterre. Hempstead, Bovey-Tracey. — Le miocène est très peu développé en Angleterre, où l'on peut seulement lui attribuer, et encore avec quelque doute, les *couches de Hempstead* (rapportées par plusieurs auteurs anglais à l'éocène) et les *lignites de Bovey-Tracey*.

Les couches de Hempstead, très étroitement reliées à celles de Bembridge, contiennent *Hyracotherium leporinum* et *Hyopotamus bovinus*, ainsi que le *Cerithium plicatum* du tongrien de Fontainebleau.

Les couches de Bovey-Tracey sont des sables et des argiles lignitifères, dont la puissance est de 60 à 90^{m}. La flore des lignites présente un intérêt tout parti-

(1) C'est à cet animal qu'appartenaient les ossements découverts au seizième siècle à Château-Langon et présentés alors comme les restes du géant Teutobochus, roi des Cimbres.
(2) Tournouër, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 259.

Digitized by Google

culier : on y trouve des fougères, *Lastræa styriaca*, *Pecopteris lignitum*, des conifères, *Sequoia Couttsiæ*, avec les genres *Palmacites*, *Quercus*, *Laurus*, *Cinnamomum*, etc. Le caractère de cette flore est subtropical et les forêts de la région devaient abonder alors en conifères très voisins du *Sequoia* (*Wellingtonia*) *gigantea* de la Californie. Le gisement de Bovey-Tracey, aquitanien pour M. Heer, serait seulement tongrien ou même éocène supérieur pour M. Gardner. Des dépôts du même âge se sont formés dans l'île de Mull pendant les manifestations volcaniques dont cette île a été le théâtre. On y a trouvé *Corylus Macquarii*, *Sequoia Langsdorfi*, *Platanus aceroides*, *Filicites hebridica*.

Limbourg belge. — Le miocène de la Belgique, réduit par l'adjonction à l'éocène des trois assises de Grimmertingen, de Neerrepen et de Henis, se compose des termes suivants :

3. Sables blancs du Bolderberg (7m).
2. Argile à *Septaria* de Boom et argile à *Nucula Lyelli* de Bergh (30 à 60m).
1. Sable à cérithes de Klein-Spauwen et sables à pétoncles de Bergh, à *Cerithium plicatum*, *Buccinum Gossardi*, *Voluta Rathieri*, *Pectunculus obovatus*, *Cytherea incrassata* (10m).

L'assise 1 contient évidemment la faune de Morigny et de Jeurre; elle doit être classée avec notre tongrien; 2 forme l'ancien système *rupélien* (1) et 3 le *boldérien*. Cette dernière assise est d'ailleurs sans fossiles. Les géologues belges la classent encore dans l'oligocène (2).

Siebengebirge. — La formation lignitifère des Sept Montagnes ou du Siebengebirge, près de Bonn, se compose de couches de charbon feuilleté, encaissées dans des schistes siliceux et reposant sur un conglomérat riche en opale et en calcédoine. La faune ichthyologique est très riche, surtout en *Leuciscus* et parmi les mammifères figure *Acerotherium incisivum* (3). Quant à la flore, où se rencontrent *Sabal major*, *Sequoia Langsdorfi*, *Laurus princeps*, *Cinnamomum polymorphum*, *C. lanceolatum*, etc., ses principales affinités sont avec les flores aquitaniennes et celles de la base de l'helvétien. M. de Saporta la range dans l'étage aquitanien, à la même hauteur que le gisement de Radoboj en Croatie et celui de Manosque en Provence.

Bassin de Mayence. — Les plus anciens dépôts miocènes du bassin de Mayence, directement superposés au trias ou au dévonien, sont formés par des sables et grès marins (*sables de Weinheim*) à *Ostrea cyathula*, *Pectunculus obovatus*, *Cytherea incrassata*, *Corbula subpisum*, *Dentalium Kickxi*, et os de mammifères marins, *Halianassa*, que surmontent une argile à *Septaria*, avec *Nucula* (*Leda*) *Deshayesi* et *Fusus multisulcatus*, enfin des *marnes à cyrènes* avec *Ostrea callifera*, *Cyrena semistriata*, *Cerithium plicatum*, *C. margaritaceum*. A Bünde, entre Hildesheim et Osnabruck, l'argile à septaria supporte des couches marines à *Echinolampas Kleini*, *Pecten Janus*, *P. Münsteri* et *Terebratula grandis*.

Au-dessus de l'aquitanien du bassin de Mayence viennent, soit des grès avec

(1) De la rivière du Rupel.
(2) Mourlon, *Géologie de la Belgique*, I, p. 249.
(3) Von Dechen, *Geognostischer Führer in das Siebengebirge*, 1861.

Digitized by Google

empreintes de feuilles de *Cinnamomum*, *Sabal*, *Quercus*, *Ulmus*, soit des calcaires à fossiles terrestres (*Landschneckenkalk*), remplis d'*Helix* et de *Pupa*, mais surtout des grès et des calcaires à cérithes, *C. cinctum*, *C. Rahti*, formant l'étage mayencien.

C'est alors qu'apparaît le calcaire marneux à Littorinelles, presque entièrement formé de petites coquilles de *Littorinella acuta* et contenant aussi des congéries, *Dreyssensia Brardi*, avec *Dinotherium giganteum*. Les lignites de la Wetteravie, riches en empreintes analogues à celles d'Œningen, paraissent être un faciès latéral des couches à littorinelles. Ces dernières sont directement recouvertes, à Eppelsheim, près de Worms, par 7 à 10^{m} de sables et de graviers renfermant un grand nombre de débris de mammifères, *Dinotherium giganteum*, *Acerotherium* (*Rhinoceros*) *incisivum*, *Mastodon angustidens*, *Hipparion gracile*, etc. Des graviers tout à fait semblables occupent la haute vallée du Danube.

Allemagne du nord. — Nous avons dit, en parlant de l'ambre de la Baltique, que la couche succinifère était recouverte par des lignites contenant une flore miocène. Les espèces principales, *Taxodium dubium*, *Alnus Kefersteini*, *Cinnamomum polymorphum*, *Populus Zaddachi*, appartiennent à l'aquitanien. Les palmiers y font défaut.

Dans le voisinage de ces lignites affleure une formation beaucoup plus étendue, qui couvre une grande partie de l'Allemagne du nord, où elle est tantôt sableuse (*Sable de Stettin*), tantôt argileuse (*Argile à Septaria*). Cette dernière est ainsi nommée de concrétions rondes ou ellipsoïdales, formées par un calcaire compact que traversent des veines de calcite. Ces argiles sont très riches en foraminifères, *Cristellaria*, *Nodosaria*, *Truncatulina*, *Triloculina*, *Rotalia*, etc.; avec *Leda Deshayesi*, *Fusus Koninckı*, *Borsonia gracilis*, etc.

Le fond de la grande plaine de l'Allemagne du nord est constitué par des grès dits *grès du Holstein* et des *argiles micacées* qui, par l'Oldenbourg et la Westphalie, viennent se relier aux bassins belges du Limbourg et d'Anvers. Les principaux fossiles de ces couches sont *Arca diluvii*, *Leda pygmæa*, *Isocardia cor*, *Murex aquitanicus*, *Cancellaria evulsa*, *C. cancellata*, *Nassa tenuistriata*, *Pleurotoma turricula*, *P. intorta* (1).

Bassin de Vienne. — L'étage aquitanien est représenté, dans le bassin de Vienne, par les *Horner-Schichten*, sables et argiles à *Cerithium plicatum* et *C. margaritaceum*. Au-dessus apparaît l'étage *méditerranéen* de M. Suess, formé d'une argile plastique micacée, dite *Tegel*, qui supporte le *calcaire de la Leitha*, à moins que ces deux assises ne soient des équivalents locaux d'un même horizon. Le calcaire est riche en foraminifères des genres *Amphistegina* (*A. Haueri*), *Triloculina*, *Textilaria*, *Globigerina*. Les nombreux fossiles du *Tegel* de Baden sont ceux du tortonien, *Pecten pusio*, *Arca diluvii*, *Venus umbonaria*, *Conus ventricosus*, *Pleurotoma turricula*, *Turritella turris*, *Dentalium badense*, etc.

Italie. — Le système miocène de la Ligurie centrale forme un ensemble re-

(1) Von Kœnen in Credner, *Traité de géologie*, p. 608.

Digitized by Google

marquable par son énorme épaisseur, qui dépasse plusieurs milliers de mètres (1). On y peut distinguer :

V. *Tortonien.*	Marnes bleues à innombrables pleurotomes avec *Ancillaria glandiformis* (1200m).
IV. *Helvétien.*	Conglomérat à nullipores (100m). Mollasse sableuse à *Pecten ventilabrum* et *Cidaris avenionensis* (200m). Couches contenant la faune de la Superga, marnoschisteuses (300 ou 400m).
III. *Mayencien* ou *Langhien.*	Marnes bleues à ptéropodes, avec *Ostrea neglecta, Balantium pulcherrimum;* dépôt de haute mer (1500m).
II. *Aquitanien.*	Série très uniforme de bancs gréseux et de bancs marneux ou schisteux; réduite à 50m au voisinage des serpentines, atteint 3000m sur la Bormida.
I. *Tongrien.*	Roches marno-calcaires à grains verts (10 à 20m). Marnes schisteuses et tendres, d'un vert grisâtre; environ 500m. Poudingues et sables à serpentine (400m), avec nummulites.

L'aquitanien est lignitifère à Santa-Giustina et à Stella, où il contient : *Sequoia Langsdorfi, Cinnamomum Scheuchzeri*, etc (2). C'est au même étage qu'appartiennent les lignites à *Anthracotherium* et à *Phœnicites* de Cadibona en Piémont. Les marnes bleues de Tortone sont remarquables par l'abondance de leurs fossiles, dont les principaux, en dehors des pleurotomes, sont : *Conus antiquus, C. ventricosus, C. canaliculatus, Trochus patulus, Turritella triplicata, Voluta rarispina, Ancillaria glandiformis, Ranella marginata, Turbinolia, Stephanophyllia*, etc.

Près de Turin, sur la colline de la Superga, l'helvétien est représenté par un conglomérat à nombreux cailloux de serpentine, très riche en fossiles, semblables à ceux des faluns de la Touraine et du Bordelais.

Croatie, Transylvanie, Grèce. — Il convient encore de mentionner deux gisements célèbres de plantes aquitaniennes, celui de Radoboj, en Croatie, décrit par M. Unger et présentant des associations végétales tout à fait semblables à celles d'Armissan; et le gisement de Coumi (Eubée), où M. Gorceix a découvert une cycadée africaine, du genre *Encephalartos*.

Il existe en Transylvanie, dans la vallée de la Zsily, un curieux gisement tongrien, où un combustible minéral, intermédiaire entre la houille et le lignite, forme plusieurs couches, puissantes en tout de 31m, au milieu de grès, de psammites et de schistes avec lits calcaires (3). Les empreintes végétales appartiennent aux espèces miocènes *Osmunda lignitum, Glyptostrobus europæus*, etc., tandis que parmi les fossiles marins on recueille : *Ostrea cyathula, Cytherea incrassata, Cerithium plicatum*, etc.

A Pikermi, près d'Athènes, au pied du Pentélique, existe un dépôt contenant en grand nombre des restes des genres *Rhinoceros, Hipparion, Mastodon, Dinotherium, Helladotherium, Antilope, Ictitherium, Semnopithecus*, etc. Cette contrée, aujourd'hui montagneuse et aride, devait être occupée à la fin du miocène par de riches pâturages, offrant une abondante nourriture aux immenses troupeaux de ruminants et de solipèdes qui parcouraient le pays (4).

(1) Mayer, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série. V, p. 282.
(2) Pareto, *Bull. Soc géol. de France*, 2e série, p. 219.
(3) Cornet, *Mém. de la Soc. géol. de Belgique*, IV, p. 26.
(4) Albert Gaudry, *Mammifères tertiaires*, p. 259.

Digitized by Google

Espagne, Corse. — Le tongrien paraît manquer en Espagne, ainsi que l'aquitanien. En revanche, l'helvétien est très développé en Catalogne, où il débute par des *calcaires à Clypéastres* (*Clypeaster marginatus*), avec *Scutella* et *Pecten solarium*, que surmontent d'autres calcaires à *Schizaster Scillæ*. Puis viennent les couches à *Ostrea crassissima*, composées de mollasses, de calcaires, de marnes, de grès et de poudingues, avec *Turritella rotifera*, *T. turris* et atteignant près de 200^{m} d'épaisseur à Monjuich, près Barcelone.

Enfin les marnes de Granada, avec pleurotomes, *Arca diluvii* et *Conus Dujardini*, paraissent représenter le tortonien (1).

Dans cette série marine s'intercale un horizon d'eau douce, formé de grès et de conglomérats rouges à *Helix Larteti*.

La vallée de l'Èbre et les environs de Teruel et de Madrid sont occupés par une vaste formation lacustre, avec mastodontes et hipparions, que M. Carez range à la hauteur du tortonien.

En Corse, il y a trois lambeaux miocènes où l'on observe le calcaire à clypéastres. A Saint-Florent, cette assise est surmontée par un autre calcaire à *Schizaster*. Dans le bassin de Bonifacio, elle est formée (2) de mollasses à *Clypeaster crassicostatus*, *C. intermedius*, *C. marginatus*, recouvrant un calcaire subcristallin à polypiers et couronnée elle-même par des calcaires à *Pecten Bonifaciensis*. Ensuite viennent des marnes à *Pecten cristatus*, qui supportent une zone remarquable par l'abondance des genres *Fusus* et *Pleurotoma ;* enfin le système se termine par des mollasses blanches à dents de poissons, avec *Cidaris avenionensis*.

Afrique. — Le système miocène en Algérie (3) a son plus grand développement dans la province d'Oran, où il se montre habituellement isolé et indépendant des assises nummulitiques. Très répandu dans le Tell en longues bandes parallèles à la côte et beaucoup plus rare dans les hauts plateaux, il a été divisé par M. Pomel en trois étages : le *cartennien*, de Tenez (*Cartenna*), l'*helvétien* et le *sahélien*. A la base sont des mollasses coquillières en bancs épais, surmontées d'argiles grises, puis de calcaires gréseux. Le fossile dominant est *Ostrea crassissima*. Parfois les mollasses sont très riches en clypéastres, *Clypeaster altus*, *C. folium*, *C. marginatus*, etc.

Les couches à clypéastres se poursuivent vers l'est et fournissent en Égypte des gisements remarquables par la taille et la belle conservation des oursins.

Inde, Amérique. — Au pied de la grande chaîne de l'Himalaya s'étend une ligne de collines dites *subhimalayennes* et offrant, relativement à la chaîne principale, exactement les mêmes relations stratigraphiques que la mollasse relativement aux Alpes. Ce sont les monts Siwalik, formés de grès, de conglomérats, d'argiles et de marnes contenant de nombreuses coquilles d'eau douce, *Paludina*, *Melania*, *Unio*, et de très curieux mammifères : *Sivatherium*, *Chalicotherium*,

(1) Carez, *Étude des terrains crétacés du nord de l'Espagne*, pp. 274, 278.
(2) Locard et Cotteau, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VI, p. 71.
(3) Ces renseignements ont été fournis à l'auteur par M. Peron.

Digitized by Google

TABLEAU DU SYNCHRONISME DES ASSISES MIOCÈNES.

ÉTAGES.	BASSIN DE PARIS, FRANCE OCCIDENTALE.	AQUITAINE.	AUVERGNE, LANGUEDOC, PYRÉNÉES.	SUISSE.	PROVENCE, DAUPHINÉ.	ALLEMAGNE, LIMBOURG.	ITALIE.
TORTONIEN.	Marnes à Helix turonensis.	Faluns de Salles et de Saubrigues.	Marnes de Granada. Graviers du Puy-Courny.	Couches d'Œningen.	Limons à Hipparion. Calcaire à Helix Christoli. Marnes à lignite de Montvendre.	Sables d'Eppelsheim. Lignites de la Wettéravie. Tegel de Baden et calcaire de la Leitha.	Marnes bleues de Tortone.
HELVÉTIEN.	Faluns de l'Anjou à Ostrea crassissima. Faluns de la Touraine.	Mollasse marine de l'Armagnac. Faluns de Baudignan et de Gabarret.	Couches à Ostrea crassissima de Monjuich. Calc. moellon du Languedoc. Couches à clypéastres de Catalogne.	Mollasse marine.	Marnes à Cardita Jouanneti. Sables à Ostrea crassissima. Mollasse marine à Pecten præscabriusculus.	Calcaire marneux à littorinelles de Mayence.	Mollasse sableuse et conglomérat fossilifère de la Superga.
MAYENCIEN.	Sables de la Sologne. Marnes de l'Orléanais, Calc. de Montabuzard. Sables de l'Orléanais.	Calcaire de Simorre. Calcaire de Sansan. Faluns de Léognan.	Couches de Gergovie à Melania aquitanica	Mollasse d'eau douce et grès marin de Bâle-campagne.		Grès et calcaires à cérithes et calcaire à fossiles terrestres de Mayence.	Marnes bleues à ptéropodes.
AQUITANIEN.	Calcaire à hélices de l'Orléanais. Mollasse du Gâtinais. Calcaire de Beauce à limnées; meulières de Montmorency. Couches d'Ormoy.	Calcaire gris de l'Agenais et faluns de Bazas. Calcaire blanc de l'Agenais.	Pépérites et marnes de la Limagne, à Helix Ramondi. Couches à Potamides Lamarcki.	Mollasse lignitifère. Mollasse rouge. Grès de Rallingen.	Faluns de Carry. Calcaire du Valentinois à Helix Ramondi. Calcaire marin de Barrême. Lignites de Manosque.	Lignites du Siebengebirge. Argiles à Septaria et à Nucula Lyelli. Couches de Vienne à Cerithium margaritaceum.	Grès, marnes et schistes de la Bormida. Lignites de Cadibona.
TONGRIEN.	Sables supérieurs d'Etampes. Sables de Pierrefitte et de Fontainebleau. Sables de Morigny et de Jeurre. Marnes [illegible]	Argiles à Cerithium plicatum de Labrède. Calcaire à [illegible]	Arkoses de la Limagne. Couches à Anthracotherium de Rouzon?	Mollasse marine inférieure de Bâle et du Jura bernois.	Schistes de Céreste et lignites de Volx. Marnes de St-Jean-de-Garguier. Marnes de Saint-Zacharie	Sables de Klein-Spauwen. Sables de Weinheim.	Marnes et schistes à grains verts de la Ligurie centrale.

Digitized by Google

Hexaprotodon, *Stegodon*, avec *Semnopithecus*, *Machærodus*, *Hyænarctos*, ainsi que des crocodiles et des tortues gigantesques, *Colossochelys Atlas*.

Le miocène américain du versant atlantique, ou *Système d'Yorktown*, couvre une grande partie du littoral actuel du continent, depuis le New-Jersey jusqu'en Virginie. On y trouve des ossements de cétacés, des restes de *Rhinoceros*, *Elotherium*, *Camelus* et d'assez nombreux fossiles des genres *Crepidula*, *Yoldia*, *Turritella*, *Callista*, *Pecten*, *Ostrea*.

Dans le bassin du haut Missouri, la région dite des *Mauvaises Terres* est constituée par un miocène inférieur dit *étage du White-River*, puissant de plus de 300^{m} et très riche en mammifères, *Titanotherium*, *Oreodon*, etc. Ce facies lacustre se poursuit sur tout le versant du Pacifique, notamment dans l'Orégon, le Colorado et le Nevada.

Le système miocène du Nevada comprend, d'après M. Clarence King :

2. *Etage de Truckee;* calcaires fossilifères, graviers et tufs palagonitiques à *Miohippus*, *Diceratherium*, *Rhinoceros*.
1. *Et. du White River;* grès de couleurs claires avec argiles, à *Amphicyon*, *Elotherium*, *Brontotherium*, *Rhinoceros*, *Mastodon*.

Ces formations, toutes d'eau douce, se sont déposées dans deux grands lacs, celui de *Pah-Ute* et celui des *Sioux*.

CHAPITRE III

SYSTÈME PLIOCÈNE

§ 1

GÉNÉRALITÉS SUR LA PÉRIODE PLIOCÈNE

Caractères généraux de la période. — La période pliocène est celle qui s'est écoulée entre le principal soulèvement des Alpes et l'avènement du régime climatérique favorable à l'établissement des grands glaciers. Assez intimement liée à l'époque actuelle pour que quelques auteurs ne croient pas devoir l'en distraire, elle offre cependant une individualité distincte, et si son importance est loin d'être égale à celle des deux autres périodes tertiaires, elle représente néanmoins un état de choses assez différent de celui qui prévaut de nos jours. Sans doute, en général, les contours des mers pliocènes s'éloignaient extrêmement peu de ceux de nos continents actuels. Toutefois, sur plus d'un point, les sédiments de cet âge sont aujourd'hui inclinés et portés à des hauteurs notables, et la faune qui les remplit, antérieure au refroidissement des régions boréales, marque plutôt la fin que l'inauguration d'une ère.

Digitized by Google

Dès le début de la période pliocène, le relief de l'Europe est à peu près définitivement acquis. Cependant la mer avance encore, par de longues échancrures, au delà des estuaires actuels de nos fleuves et de grands lacs occupent le pied des Alpes et la basse vallée du Danube, pendant que, en diverses régions de l'Europe occidentale, d'imposantes manifestations volcaniques prolongent l'activité éruptive de la période miocène. Sous ces diverses influences, un climat relativement très doux permet à l'Europe de nourrir une végétation où les types des riches forêts du Nord sont associés à ceux des îles Canaries et des confins de la région caucasienne. Mais la température s'abaisse peu à peu, en même temps que la mer se retire; la flore s'appauvrit pour ne plus rien acquérir désormais; les espèces les plus délicates émigrent vers le sud et les palmiers ne se trouvent plus qu'à des latitudes inférieures de 10 degrés à celles qu'ils atteignaient lors du miocène. Enfin la période s'achève avec une flore qui, assez riche encore pour fournir une abondante nourriture à de gigantesques herbivores, ne contient plus, en chaque point, d'espèces qu'il ne soit aujourd'hui facile de retrouver en descendant de quelques degrés vers l'équateur.

Faune et flore pliocènes. — La note caractéristique de la faune pliocène est donnée par les grands proboscidiens et spécialement par *Elephas meridionalis*, dont les incursions s'étendaient alors jusqu'en Angleterre, tandis que le genre

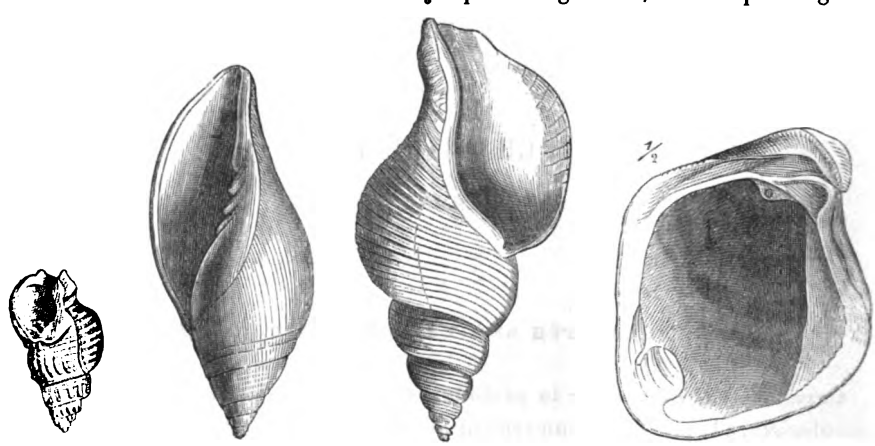

Fig. 541. Fig. 542. Fig. 543. Fig. 544.

Fig. 541. *Nassa reticosa*, Sow., du crag rouge. — Fig. 542. *Voluta Lamberti*, Sow., du crag anglais. — Fig. 543. *Fusus contrarius*, Lamk., (*Trophon antiquum*), du crag rouge. — Fig. 544. *Congeria subglobosa*. Partsch, du messinien de Vienne.

Mastodon quittait l'Europe avant la fin de la période pour survivre plus longtemps en Amérique. Les *Rhinoceros* et *Hippopotamus* sont à leur apogée, et le développement de ces animaux, de même que celui des cervidés et des bovidés, atteste la riche provision d'aliments que leur ménageait alors le règne végétal. Le genre *Equus* fait son apparition. Les singes ont quitté l'Europe. Quant à l'homme, il n'a été recueilli aucune preuve irréfutable de son existence durant cette phase de l'histoire terrestre.

Digitized by Google

Les organismes marins offrent avec ceux des mers actuelles assez peu de différences pour que les zoologistes hésitent à les en séparer spécifiquement. De nombreux cétacés jonchent de leurs ossements les plages septentrionales, et les dépôts marins littoraux, sables ou marnes, pullulent en individus des genres *Fusus* (fig. 543), *Nassa* (fig. 541), *Voluta* (fig. 542), *Chenopus*, *Dentalium*, *Pecten* (fig. 546), *Pectunculus*, *Arca* (fig. 545), *Venus*, *Panopæa*, *Cyprina* (fig. 547), *Mactra*, etc., tandis que les eaux lacustres abondent en

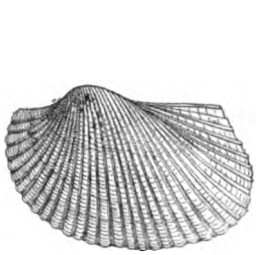

Fig. 545.

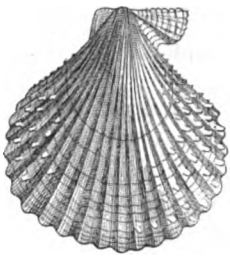

Fig. 546.

Fig. 547.

Fig. 545. — *Arca* (*Anomalocardia*) *diluvii*, Lam., du pliocène subapennin. — Fig. 546. *Pecten varius*, Linn., du pliocène sicilien. — Fig. 547. *Cyprina islandica*, Linn., du crag corallin.

Congeria (*Dreyssensia*) (fig. 544), *Auricula*, *Paludina*, *Melanopsis*, etc., et que de belles espèces d'*Helix* laissent leurs débris parmi les sédiments terrestres.

La flore européenne commence par perdre les grands palmiers et les camphriers; seul, le *Chamærops humilis* parvient à se maintenir jusqu'à la fin de la période aux environs de Marseille. Puis, après avoir conservé quelque temps les sequoias et les bambous, l'Europe se peuple d'espèces très voisines de celles qu'elle possède aujourd'hui, mais destinées à reculer vers le sud dans les âges suivants. Le chêne, le hêtre, l'érable, le peuplier, le noyer, le mélèze, sont prépondérants au centre de la France, offrant quelques types dont les identiques doivent être aujourd'hui demandés à la flore de l'Algérie, à celle du Portugal ou même au Japon (1). Plusieurs des espèces végétales du pliocène européen sont aujourd'hui indigènes des grandes forêts de l'Amérique.

Divisions du système pliocène. — Le système pliocène formait autrefois le seul étage *subapennin* de d'Orbigny. Il paraît convenable d'y introduire une double division : à la base, l'étage *messinien* de M. Ch. Mayer (*mio-pliocène* de quelques auteurs, *zancléen* (*in part*) de M. Seguenza); au sommet, l'étage *astien*, comprenant les *marnes subapennines* et les sables de l'Astésan et parfois subdivisé en *plaisancien* et *astien* proprement dit. Quelques auteurs distinguent encore un étage supérieur, le *saharien* de M. Mayer, correspondant au forest-bed d'Angleterre et à la zone de l'*Elephas meridionalis*, qui forme la transition entre le pliocène et l'ère quaternaire. En Belgique, le messinien est représenté par l'*anversien* de quelques auteurs, tandis qu'à l'astien correspondent les systèmes *diestien* et *scaldisien*.

(1) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 542.

Digitized by Google

§ 2

TYPES SEPTENTRIONAUX DU SYSTÈME PLIOCÈNE

Angleterre. Crag corallin, Crag rouge. — Le pliocène est représenté en Angleterre par une série de sables et de graviers coquilliers, puissante de 40 à 45^{m} au plus et connue sous le nom de *crag*. Le crag repose en général sur la surface ravinée de la craie ou de l'argile de Londres. Dans la série des couches, qui sur aucun point n'est complète, on peut distinguer :

4. *Forest-bed* ou *Couche forestière* de Norfolk.
3. *Crag fluvio-marin* de Norwich, à ossements de mammifères.
2. *Crag rouge* de Suffolk (*Red crag*).
1. *Crag blanc* ou *corallin* (*Coralline crag*).

Le *crag corallin*, épais de 6 à 15^{m}, est constitué par des marnes calcaires où abondent les bryozoaires (autrefois qualifiés de corallines). Les espèces caractéristiques, *Terebratula grandis*, *Terebratulina caput serpentis*, *Voluta Lamberti*, *Astarte Omalii*, *Temnechinus excavatus*, etc., indiquent un climat égal et modéré ; les formes des mers chaudes sont absentes. Le tiers au moins des mollusques appartient à des espèces éteintes. D'autres, après s'être retirées, à la fin du pliocène, dans les mers de l'Europe méridionale, sont revenues depuis le long des côtes anglaises.

Le *crag rouge* consiste en sables quartzeux ferrugineux, épais de 8 à 12^{m}, en couches souvent inclinées, contenant des caisses tympaniques de *Balæna emarginata*, des dents de *Carcharodon* et de *Myliobates* avec *Fusus contrarius* (*Trophon antiquum*), *Voluta Lamberti*, *Purpura tetragona*, *Nassa granulata*, *Cypræa europæa*, *Pectunculus glycimeris*. Plus de la moitié des espèces lui sont communes avec le crag blanc. A sa base est un lit rempli de débris phosphatés, où abondent les dents de requins, les vertèbres de poissons et les os de cétacés. Mais beaucoup de ces restes proviennent du remaniement de l'argile de Londres sous-jacente (1). Avec eux et appartenant en propre au dépôt, se trouvent *Hipparion*, *Equus plicidens*, *Mastodon arvernensis*, *Elephas meridionalis*, *Rhinoceros Schleiermacheri*, *Sus antiquus*, etc.

Crag fluvio-marin, Forest-bed. — Le *crag fluvio-marin* ou de *Norwich* forme des lambeaux, épais de 0^{m}, 60 à 6^{m}, de sables, de limons et de graviers, avec mélange d'espèces marines, terrestres et d'eau douce. Il repose sur la craie, perforée par des pholades et n'a jamais été vu en contact avec le crag rouge. Ses coquilles les plus communes, *Fusus striatus*, *Turritella communis*, *Cardium edule*, *Cyprina islandica*, abondent aujourd'hui dans les mers anglaises ; mais on y trouve aussi des espèces éteintes, *Nucula Cobboldiæ*, *Tellina antiqua* ; les *Mastodon arvernensis* et *Elephas meridionalis* y ont été rencontrés. Il se peut que ce crag soit un dépôt d'estuaire contemporain du crag rouge.

(1) Ramsay, *Physical Geology*.

Digitized by Google

Au-dessus se placent, selon quelques géologues, les *sables* et *argiles de Chillesford*, avec une faune marine d'un caractère plus arctique que les précédentes, attestant les progrès du refroidissement.

Le *Forest-bed* des environs de Cromer donne lieu à la même observation. Superposé au crag de Norwich, il est formé d'argile noire sableuse avec de nombreux débris de végétaux, des os d'éléphants et d'autres mammifères. Beaucoup de troncs sont encore *in situ* et par-dessus s'observe une assise fluvio-marine lignitifère à coquilles modernes, que recouvrent les dépôts glaciaires. Les mammifères du *forest bed*, au nombre de plus de 20, appartiennent en majorité à des espèces disparues, *Elephas meridionalis*, *E. antiquus*, *Rhinoceros etruscus*, *Hippopotamus major*, *Trogontherium Cuvieri*, *Machærodus*, etc.

Les végétaux, *Abies pectinata*, *Picea excelsa*, *Pinus sylvestris*, *P. montana*, *Taxus baccata*, *Nymphæa alba*, sont, pour la plupart, des espèces émigrées. L'ensemble de cette flore, bien que tempéré, indique un climat sensiblement moins chaud que celui qui régnait à la même époque dans le sud de la France (1). En outre, la nature des végétaux et celle des mammifères conduisent à supposer que l'Angleterre était alors en libre communication avec le continent.

Belgique. Crag d'Anvers.— Les dépôts pliocènes de la Belgique sont principalement concentrés à l'embouchure de l'Escaut, où ils font face aux affleurements du crag anglais. On y peut distinguer (2) :

Scaldisien.	5. Sables supérieurs d'Anvers ou sables à *Trophon antiquum*.
	4. Sables moyens d'Anvers ou sables à *Isocardia cor*.
Anversien.	3. Sables graveleux à Hétérocètes.
	2. Sables noirs à *Pectunculus pilosus*.
	1. Sables d'Edeghem à *Panopæa Menardi*.

Les assises 1 et 2 sont les sables noirs ou *crag noir* d'Anvers ; ils sont d'un gris noirâtre, parfois verdâtres, très glauconifères. L'épaisseur de l'assise 1 est seulement de quelques mètres ; elle renferme *Conus Dujardini*, *Chenopus pespelicani*, *Saxicava arctica*, *Venus multilamella*, *Lucina borealis*, *Arca latesulcata*, avec de rares vertèbres de dauphins.

L'assise 2, qui est la plus foncée et qui forme le sous-sol de la ville d'Anvers, est caractérisée par ses bancs de pétoncles, épais de $0^m,50$ à $0^m,80$. On y trouve *Turritella subangulata*, *Ostrea navicularis*, *Arca diluvii*, etc., avec des mésocètes, des *Ziphius* et des dauphins.

Quant aux sables graveleux à hétérocètes, avec *Oxyrhina hastalis*, *Carcharodon megalodon*, *Ostrea navicularis*, *Pecten Cailliaudi*, ils marquent une phase d'émersion du pliocène inférieur.

Le scaldisien est formé de sables gris, jaunes ou rougeâtres, beaucoup moins glauconieux que les précédents. Les cétacés, *Balæna*, *Balænoptera*, *Balænula*, *Balænotus*, *Megaptera*, y sont en quantité prodigieuse ainsi que les poissons.

Les sables à *Isocardia cor*, généralement gris, contiennent la faune du crag

(1) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 349.
(2) Mourlon, *Géologie de la Belgique*, I. — Cogels, *Bull. Soc. géog d'Anvers*, 1879.

Digitized by Google

corallin d'Angleterre, qu'on retrouve aussi dans le Sleswig, le Holstein et l'île de Sylt. Épais de 3 ou 4^{m} en Belgique, ils en auraient plus de 100 à Utrecht. Cette assise est le gisement de *Terebratula grandis*.

Les sables à *Trophon*, puissants de 3^{m}, 50 à Anvers, ont à la fois la faune et la couleur du crag rouge anglais.

Dépôts diestiens. — Dumont avait distingué, sous le nom de *système diestien*, des sables et grès ferrugineux, développés aux environs de Diest et de Louvain, qu'il plaçait dans le pliocène. La faune de ces sables, où domine *Terebratula grandis*, a d'étroites affinités avec celle des sables à *Isocardia cor*. De la sorte, le diestien formerait l'étage moyen du pliocène (1).

Les dépôts diestiens du nord de la France et de la Belgique, en particulier les grès ferrugineux qui couronnent la hauteur des Noires-Mottes, au cap Blanc-Nez, seraient, d'après M. Ortlieb (2), des dépôts d'origine fluviale, formés par un grand fleuve qui, ayant sa source en Angleterre, aurait déversé ses eaux par Folkestone dans la mer pliocène entre Gand et Louvain.

§ 5

LE SYSTÈME PLIOCÈNE EN FRANCE

Nord de la France. — Dans le nord de la France, les formations d'eau douce de la période pliocène n'ont laissé que très peu de traces. Le gisement de cet âge le plus important est le gravier ossifère de Saint-Prest, près de Chartres, où l'on a recueilli *Elephas meridionalis*, *Rhinoceros Mercki*, *Hippopotamus major*, *Conodontes Boisvilleti* (*Trogontherium Cuvieri*), *Megaceros Carnutum*, etc. M. de Mercey rapporte à la même époque les graviers peu roulés des hauts niveaux dans les vallées picardes.

Cotentin, Armorique. — Aquitaine. — Le pliocène est représenté dans le Cotentin par les marnes à *Nassa prismatica* du Bosq d'Aubigny, épaisses de 5 à 6^{m}, et par les faluns à térébratules et à *Nassa* de Rauville-la-Place et de Reigneville. On y doit également rapporter les sables argileux très fossilifères de Gourbesville, qui renferment, avec *Nassa prismatica*, des térébratules, des cérithes, des ossements d'*Halitherium* et des cailloux roulés (3).

Des argiles bleues ou grises à *Nassa prismatica* et *Nassa mutabilis* s'observent dans le Morbihan, à Saint-Jean-la-Poterie, ainsi que dans la Loire-Inférieure, près de Saint-Gildas des Bois. D'après M. Vasseur, ces dépôts se relient intimement aux sables rouges et argiles avec graviers dits *renards*, qui couvrent des surfaces étendues dans la partie orientale de la Bretagne.

A la Dixmerie, près du Loroux-Bottereau, s'observe un falun formé de sable

(1) Van den Broeck, *Ann. Soc. malacol. de Belgique*, XVI, XVII.
(2) *Ann. Soc. géol. du Nord*, III, p. 99.
(3) Vasseur, *Terrains tertiaires de la France occidentale*, p. 397.

Digitized by Google

quartzeux et grenatifère, dont la faune offre un mélange des espèces faluniennes de l'Anjou avec certains types caractéristiques du pliocène anglais, comme *Voluta Lamberti*. La présence, dans ce gisement, de *Potamides Basteroti*, semble devoir le faire attribuer au pliocène inférieur.

Dans l'Aquitaine, où nous avons vu que certains faluns appartenaient à la partie tout à fait supérieure du miocène, le pliocène paraît représenté par l'important dépôt du sable des Landes. Ce sable, dépourvu de débris organiques et caractérisé par un banc d'*alios*, a été attribué par quelques auteurs à l'époque quaternaire.

Roussillon, Languedoc. — Dans le Roussillon, le pliocène est franchement marin; il se compose de marnes sableuses d'un gris bleuâtre, développées à Millas, Banyuls, etc., à plus de 30^{m} au-dessus du niveau de la mer et contenant : *Nassa semistriata*, *Chenopus pespelicani*, *Turritella vermicularis*, *Dentalium sexangulare*, *Pectunculus glycimeris*, *Balanus tintinnabulum*, etc.

Un dépôt analogue dessine à Papiol, près de Barcelone, un ancien golfe de la mer pliocène.

A Montpellier, la base du pliocène est formée par des marnes sableuses jaunes à *Auricula Serresi*, *Potamides Basteroti*, etc., que surmontent 30 à 50^{m} de sables jaunes, calcaréo-siliceux, micacés, avec lits d'*Ostrea undata*. Dans ces sables se trouvent aussi des ossements de mammifères, *Mastodon brevirostris*, *Rhinoceros megarhinus*, *Tapirus arvernensis*, etc. Dans le haut les sables passent à des marnes, que couronne un poudingue à éléments surtout calcaires. Les marnes contiennent les genres *Helix* et *Clausilia*. A Celleneuve, près de Montpellier (1), les sables manquent et le dépôt marneux contient la faune pliocène d'Hauterives, dans la Drôme.

Dans le Gard, à Saint-Gilles, sur le Rhône, une marne bleue à fossiles subapennins supporte les sables jaunes à *O. undata* et le pliocène se termine par un poudingue dont M. Collot a signalé la structure, qui indique un ancien delta torrentiel du Rhône. Le même poudingue, sans doute identique avec celui de Montpellier, se retrouve à Arles et à Saint-Martin de Crau.

Des dépôts terrestres à *Elephas meridionalis* existent à Saint-Martial (Hérault) et à Durfort (Gard). Cette dernière localité a fourni des squelettes entiers du gigantesque proboscidien (2) ainsi que des restes nombreux de *Rhinoceros*. La végétation de ces gisements comprend des espèces de chênes qui, depuis, ont émigré en Espagne et au Portugal. Elle marque les derniers temps de la période pliocène.

Bassin du Rhône. Couches à congéries. — Le pliocène de la vallée du Rhône, dans le Haut Comtat Venaissin et le Bas Dauphiné, est intéressant parce qu'il occupe la région où sont venus expirer les derniers efforts de la mer. Cet

(1) Paladilhe in Tournouër, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, II, p. 294.

(2) L'un de ces squelettes, exhumé d'un limon grisâtre sableux par M. Cazalis de Fondouce, a été monté, sous la direction de M. Paul Gervais, au Muséum d'histoire naturelle de Paris.

Digitized by Google

étage se présente souvent en discordance de stratification complète avec le miocène. Aux environs de Saint-Paul-Trois-Châteaux, on le rencontre adossé aussi bien aux grès turoniens (fig. 548) qu'à la mollasse, et son altitude augmente du

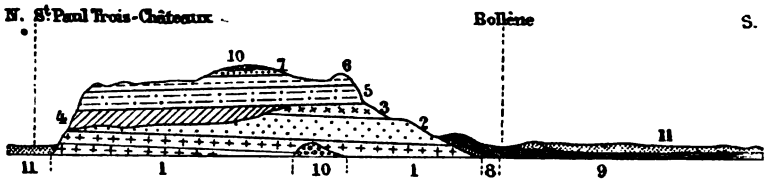

Fig. 548. — Coupe de Saint-Paul-Trois-Châteaux à Bollène (d'après M. Fontannes).

1, grès à *Epiaster* et à inocérames; 2, grès à *Amm. papalis*; 3, grès à *Amm. Requieni*; 4, sables et argiles bigarrés éocènes; 5, mollasse sableuse à *Pecten præscabriusculus*, avec poudingue à la base; 6, mollasse à *Pecten sub-Holgeri* et *P. subbenedictus*; 7, sables et grès à *Pecten Gentoni*; 8, marnes à congéries; 9, marnes à *Nassa semistriata* et *Ostrea Barriensis*; 10, alluvions pliocènes des plateaux; 11, alluvions quaternaires anciennes des vallées et des terrasses.

sud au nord et de l'est à l'ouest. Ainsi on l'observe à 100m à Bouchet, à 300m près de Nyons, à 330m à Hauterives, ce qui prouve que le pliocène de cette région a participé tout entier au mouvement d'exhaussement qui refoulait la mer loin de nos contrées (1).

L'étage *messinien* est représenté par des marnes, des grès calcaires et des faluns, développés à Bollène, à Théziers, à Saint-Ferréol et contenant *Congeria subcarinata, C. simplex, C. dubia, Melanopsis Matheroni, Cardium Bollenense*, etc.

Marnes marines, couches à potamides et à syndosmies. — Ces marnes à congéries, dont l'épaisseur ne dépasse pas 10m et qui sont l'équivalent atrophié d'une formation très développée dans le bassin du Danube, supportent des dépôts que M. Fontannes rapporte au *plaisancien* et qui, réunis avec les précédents, constituent le *groupe de Saint-Ariès* du même auteur. La série des couches est la suivante :

II. Sables ferrugineux et marne sableuse à *Potamides Basteroti* (50m au plus).	6. Sables blanchâtres ou d'un jaune vif. Sables à concrétions ferrugineuses. 5. Marne à *Potamides Basteroti, Hydrobia Escoffieræ, Melanopsis Neumayri, Congeria sub-Basteroti.*
I. Marne à *Nassa semistriata* et sables à *Ostrea Barriensis* (150 à 200m).	4. Marne sableuse à *Ostrea rastellensis.* 3. Marne à *Nassa semistriata* et *Auricula Serresi.* 2. Marnes et faluns à *Cerithium vulgatum, Nassa semistriata, Turritella subangulata, Pecten comitatus, Arca diluvii.*

Sur de nombreux points, l'assise I débute par un cordon littoral de galets calcaires impressionnés, empruntés aux conglomérats miocènes. L'*Ostrea barriensis* s'y présente à plusieurs niveaux.

Quant à la couche 5, abondante, sur certains points, en mollusques des genres *Syndosmia* (*S. Rhodanica*), *Donax*, *Tellina*, ailleurs en *Nassa*, *Auricula*, etc., elle offre, presque partout, de nombreuses empreintes végétales (2); à cet horizon

(1) Fontannes, *Études stratigraphiques*, 1876, p. 67. — *Les Terrains tertiaires de la région delphinoprovençale*, 1881.

(2) Fontannes, *Nouvelles observations*, etc., Lyon, 1882.

Digitized by Google

correspond, dans le Gard, le dépôt lacustre de Vaquières, qui renferme une flore composée d'*Arundo ægyptia antiqua*, *Alnus stenophylla*, *Viburnum palæomorphum*, *Glyptostrobus europæus*, *Acer polymorphum*, etc., c'est-à-dire de types à affinités africaines et asiatiques. L'extension, dans la vallée du Rhône, des marnes à syndosmies est considérable. On les observe à Loir (Rhône), ce qui montre que la mer pliocène s'est avancée jusqu'aux portes de Lyon, tandis qu'autrefois on ne croyait pas qu'elle eût dépassé la latitude de Bollène (1).

Couches d'Hauterives. — Au-dessus du plaisancien apparaissent des marnes lacustres, longtemps confondues avec l'horizon lignitifère miocène de Tersanne. Dans le Viennois et le Valentinois, ces marnes bleuâtres ou blanchâtres renferment deux ou trois couches de lignite ou de tourbe. On leur a donné le nom de *marnes d'Hauterives* et elles sont caractérisées par *Helix Chaixi*, *H. Colonjoni*, *H. labyrinthicula*, *Clausilia Terveri*, *Planorbis Thiollierei*, *Carychium pachychilus*. Au-dessus viennent des marnes jaunes à concrétions calcaires, puis des graviers et un sable fin jaunâtre, peut-être l'équivalent des sables à *Mastodon arvernensis*. Enfin l'ensemble, qui a 40 ou 50^{m}, est couronné par le conglomérat et la glaise à concrétions ferrugineuses de Chambaran.

Nous avons parlé du conglomérat à cailloux impressionnés qui forme, en certains points, le littoral de la mer pliocène. Celui de Chambaran en est encore un autre, remarquable par ses énormes cailloux de quartzite. Aux environs de Nyons et de Visan, les marnes d'Hauterives renferment au moins deux bancs de poudingues. Le phénomène des *alluvions anciennes*, ou du creusement des vallées, paraît donc avoir commencé, dans cette région, dès le pliocène inférieur (2), ce qui n'a rien de surprenant puisqu'alors la contrée venait d'acquérir son principal relief. M. Fontannes a remarqué (3) que les conglomérats du miocène ne s'étendent pas à une grande distance de leur lieu d'origine et ne forment souvent que des deltas d'un faible rayon. Au contraire les assises caillouteuses du pliocène occupent généralement toute la superficie des bassins tertiaires. Cette période a donc été essentiellement une période de transport.

Dépôts de la Bresse. — La plaine de la Bresse et les régions avoisinantes sont occupées par des dépôts de marnes et de sables avec couches de cailloux roulés, dites *alluvions anciennes*, qu'Élie de Beaumont a le premier séparées du quaternaire pour les ranger dans le pliocène. Cette attribution est aujourd'hui pleinement confirmée (au moins pour ce qui concerne la majeure partie des lits de cailloux) et de plus on a réussi à préciser la succession des divers dépôts, succession demeurée longtemps indécise à cause de l'horizontalité des couches et du manque de coupes profondes (4).

(1) Fontannes, *loc. cit.*
(2) Fontannes, *Études stratigraphiques*, etc., VI, 1880, p. 141.
(3) *Nouvelles observations*, etc., Lyon, 1882.
(4) Voir notamment les travaux de MM. Bertrand et Tournouër, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, pp. 256, 264. — De précieux renseignements nous ont été fournis à la dernière heure par MM. Bertrand, Fontannes et Tardy.

Digitized by Google

La base des dépôts bressans est généralement occupée par des argiles grasses lignitifères qu'on observe sur 40 m de hauteur à Mollon et à Varambon, où elles contiennent deux bancs de lignite avec une faune très riche qui est incontestablement celle d'Hauterives. Au-dessus viennent les sables de Trévoux, de Gévrieux et de Mollon, épais de 50m dans ces localités, mais n'ayant plus que 13m à Neublans et caractérisés par *Helix Chaixi*, *Paludina Falsani*, *Clausilia Terveri*, ainsi que par l'intercalation, à diverses hauteurs, de bancs de conglomérats à cailloux impressionnés, comme ceux de Lens-Lestang. Vers le nord, il s'y montre une lentille argileuse à *Pyrgula* (*Pyrgidium*) *Nodoti*, *Paludina burgundina*, *P. bressana*, *Valvata inflata*. Enfin, à Mollon, le tout est recouvert par un nouveau conglomérat, analogue à celui de Chambaran.

Dans les sables de Mollon sont intercalés, à Meximieux, trois bancs de tuf calcaire tacheté, compact, esquilleux, passant par places aux sables et graviers, tandis qu'ailleurs il est exploité comme pierre de taille et pierre à chaux hydraulique (1). Les coquilles de ce tuf sont les mêmes que celles des sables. Quant à la flore, étudiée par M. de Saporta, elle est remarquable par les types canariens, mongoliens et caucasiens qu'elle renferme. On y recueille : *Oreodaphne Heeri*, *Laurus canariensis*, *Glyptostrobus europæus*, *Liriodendron Procaccinii*, etc.

Marnes et sables pliocènes du bassin de la Saône. — L'horizon des marnes pliocènes à paludines et à *Valvata inflata*, généralement bleues, parfois vertes ou rouges, se poursuit, dans la vallée de la Saône, jusqu'à Auxonne, par Saint-Jean d'Huyriat, en face de Mâcon, Châlon et Cuisery.

Mais c'est surtout par d'anciens graviers d'origine fluviale, tout à fait semblables aux alluvions actuelles, que le pliocène est représenté dans les environs de la vallée de la Saône. Ces dépôts, qui paraissent devoir être mis en parallèle avec le conglomérat de Chambaran, appartiennent au pliocène supérieur et reposent sur les marnes de la Bresse avec des apparences de ravinement qu'expliquerait le passage du régime lacustre au régime fluvial. Tels sont les dépôts argilo-sableux à *Elephas meridionalis* et *E. antiquus* de Chagny, surmontant les graviers à *Equus Stenonis*, *Mastodon Borsoni* et *M. arvernensis* de Cheilly, qui atteignent 500m d'altitude, ou les dépôts à *Elephas meridionalis* de Fontaine-Française (Côte-d'Or), superposés aux argiles et minerais de fer à *Mastodon Borsoni* de Saint-Seine, Chavigny et Fauverney (2). Aux environs de Châlon, ces sables fluviatiles sont mélangés d'argiles bariolées, souvent réfractaires, exploitées à Saint-Léger-sur-Dheune et à Montchanin. Des minerais de fer en grains y sont subordonnés. Il en est de même dans le Doubs et la Haute-Saône, où le minerai pisiforme, intercalé dans des bancs argilo-sableux à *Mastodon arvernensis*, est surmonté par des marnes à *Helix*, avec des agrégats calcaires dits *castillot*, rappelant les circonstances du terrain sidérolithique. A Tillenay, ce

(1) Dumortier, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XVI, p. 1099.
(2) Tournouër, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIII, p. 799.

Digitized by Google

castillot forme de véritables bancs calcaires. La même chose a lieu près de Dijon, à Foucherans, etc. Dans la forêt d'Arne, on observe par-dessus de puissants amas de galets quartzeux, paraissant provenir des Vosges. Ces cailloux, qui occupent une partie de la forêt de Chaux, pourraient être rangés à la même hauteur que les conglomérats bressans.

Ainsi, dans la région qui nous occupe, la période pliocène a été marquée, après la retraite de la mer, par un régime lacustre, fréquemment interrompu par des phénomènes torrentiels inaugurant l'ère du creusement des vallées et passant ainsi, par transitions insensibles, à l'époque quaternaire.

Morvan, Plateau central. — M. Delafond (1) rapporte au pliocène un ensemble d'argiles, plus ou moins réfractaires, de sables siliceux et de graviers qui, dans le Morvan, forment indifféremment un placage contre les collines, ou un recouvrement sur les plateaux, à des altitudes s'élevant jusqu'à 350 ou 400^{m}.

La période pliocène a laissé plus d'une trace dans le Plateau central, où les montagnes volcaniques se couvraient, pendant leurs périodes de repos, d'une abondante végétation. Les *cinérites* du Cantal, par les empreintes découvertes à 980^{m} d'altitude au Pas-de-la-Mougudo, près de Vic-sur-Cère et à Saint-Vincent (925^{m}), dans la vallée du Falgoux, ont permis de reconstituer cette flore, où se rencontre le hêtre, *Fagus sylvatica pliocenica*, avec *Oreodaphne Heeri*, *Acer integrilobum*, *Quercus robur pliocenica*, *Sassafras Ferretianum*, *Tilia expansa*, le bambou de Meximieux et une espèce japonaise, *Acer polymorphum*.

C'est à une époque peut-être un peu plus récente qu'appartient la flore des *marnes à tripoli* de Ceyssac, dans le Velay, qui semble avoir peuplé une vallée agreste et profonde, encadrée par de hauts sommets que garnissaient les arbres verts (2). A côté du charme, de l'érable asiatique et de celui de la Crète, on y trouve les chênes, les trembles, les noyers, etc.

De la même époque datent les tufs ponceux de Varennes, près Murols, et de la Bourboule, avec nombreuses variétés de chênes, dont quelques-unes asiatiques. Enfin, M. Julien a récemment découvert, sous le basalte du Cézallier, à Boutaresse, un gisement de grès avec lignites, où on remarque *Fagus sylvatica pliocenica*.

Limagne. — La localité de Perrier, près d'Issoire, est célèbre par plusieurs couches de graviers ossifères dont les unes, subordonnées à des brèches trachytiques, appartiennent au pliocène moyen, tandis que les dernières font partie du pliocène supérieur. Les plus anciennes contiennent *Mastodon arvernensis*, *M. Borsoni*, *Rhinoceros elatus*, *Machærodus*, *Tapirus arvernensis*, *Antilope antiqua*. Dans les graviers plus récents se rencontre l'hippopotame.

La base des couches qui renferment la célèbre faune de Perrier est formée par un conglomérat ponceux avec gros blocs de trachyte et de basalte; 2^{m} de sables fins, avec quelques couches argileuses intercalées, séparent ce conglomérat

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 935.
(2) De Saporta, *op. cit.*, p. 344.

Digitized by Google

de 7 à 8^{m} d'argiles schisteuses et pyriteuses avec poissons et débris de plantes. Par-dessous vient un poudingue, épais de 2^{m}, à gros cailloux quartzeux très roulés, contenant quelques morceaux de basalte, et le tout repose sur la marne lacustre miocène (1). Ce poudingue inférieur, logé dans une dépression creusée après l'épanchement du basalte des plateaux, et antérieur aux dénudations quaternaires, paraît aussi devoir être rangé dans le pliocène.

Alpes maritimes. — Si nous pénétrons dans la région des Alpes maritimes et de la Ligurie, nous allons y trouver un pliocène franchement marin, mais fournissant aussi, comme les types précédents, de nombreuses preuves de l'énergie avec laquelle les eaux torrentielles étaient à l'œuvre à cette époque dans le voisinage immédiat des rivages.

La série complète des couches pliocènes dans les Alpes maritimes comprend (2) :

5. Argile à fossiles d'eau douce du ruisseau de Tourette.
4. Poudingue avec *Ostrea Lamarcki*, *Venus islandicoides*, *Cytherea pedemontana*.
3. *Calcaire grossier à Amphistegina Haueri* et *Pecten scabrellus*, dit calcaire moellon de Biot, à *Ostrea cochlear*, *Terebratulina caputserpentis*, etc.
2. Argiles jaunes à *Lucina orbicularis* de Cannes et de La Colle, avec *Cerithium vulgatum*, *Nassa semistriata*, *Pecten Jacobæus*.
1. Argiles bleues à *Ostrea cochlear* et *Terebratula ampulla* de Biot, Vaugrenier, Fréjus, Cannes, La Gaude, avec *Pecten cristatus*, *Arca diluvii*, *Triton apenninicum*, *Nassa semistriata*, *Pleurotoma Coquandi*, *P. turricula*, *Conus antediluvianus*, *Dentalium sexangulare*, *Cerithium multigranulatum*, etc.

L'assise 1 est celle des *marnes subapennines* proprement dites. L'assise 2, où la couleur jaune provient sans doute d'une altération atmosphérique, renferme à la Colle *Rhinoceros etruscus* et annonce une mer moins profonde que la précédente, tandis que 3 est un dépôt côtier battu par les flots et 4 une alluvion produite par les anciens torrents, descendant directement à la mer. Ce poudingue, incliné de 25 à 30° et concordant avec les argiles sous-jacentes, est visible près d'Aspremont jusqu'à 350^{m} d'altitude. Épais de 35 à 40^{m}, il renferme surtout des cailloux de quartzite, avec quelques blocs de granite, de trachyte et de calcaire. Aux environs d'Antibes, on observe au même niveau des poudingues marins bien stratifiés, avec galets de calcaire noir nummulitique et de serpentine et ces dépôts se relient de proche en proche à l'ancien delta du Var.

De même, à l'embouchure des principales rivières de la Ligurie, existent de puissants amas de conglomérats, contenant les coquilles caractéristiques du pliocène, en couches inclinées sous des angles de 12 à 20°. Cette inclinaison ne résulte pas d'un redressement ultérieur, mais bien de ce que ces poudingues sont de véritables *deltas torrentiels* (3), produits par des cours d'eau d'une grande violence, qui débouchaient dans la mer pliocène après le soulèvement des Alpes (4).

(1) Potier, *Bull. de la Soc. geol. de France*, 3e série, VII, p. 937.
(2) Tournouër, *Bull. de la Soc. geol. de France*, 3e série, V, p. 841.
(3) V. *ante*, p. 192.
(4) Desor, *Comptes rendus*, XC, p. 324.

Digitized by Google

§ 4

TYPES ÉTRANGERS DIVERS DU SYSTÈME PLIOCÈNE

Apennin, Toscane. — Des deux côtés de la chaîne de l'Apennin s'étend une formation composée de marnes et de sables et dont l'assise marneuse, la plus importante, a servi de type à d'Orbigny pour l'établissement de son étage *subapennin*.

L'étage inférieur ou *messinien* (*zancléen* de M. Seguenza) se compose, dans la Ligurie centrale, de 20^{m} de marnes, poudingues et mollasses, à *Cerithium pictum*, *C. rubiginosum*, *Venus multilamella*, *Pecten cristatus*, que surmonte une assise gypsifère de 100^{m} avec *Turritella subangulata*, *Pleurotoma cataphracta*, *Nassa semistriata*. Le tout est couronné par 100^{m} de cailloux roulés ou de marnes à lignite (1).

Au-dessus vient l'étage *astien*, dont la base est formée par les marnes bleues du Plaisantin, à *Dentalium sexangulare*, *Turritella tornata*, *Xenophora crispa*, *Murex trunculus*, supportant les sables marins jaunes de l'Astésan, épais de 60^{m} et riches en fossiles. Enfin ceux-ci sont couronnés par des marnes sableuses et des graviers ferrugineux à *Elephas meridionalis* et *Hippopotamus major*.

Dans le val d'Arno, au-dessus de marnes blanchâtres à *Mastodon arvernensis*, vient une assise de plus de 100^{m} de sables jaunes à *Unio*, *Anodonta*, *Paludina*, supportant des sables micacés, puissants de 60^{m}, avec un conglomérat dit *Sansino*. Ces sables sont le gisement d'*Elephas meridionalis*, *Rhinoceros leptorhinus*, *Hippopotamus major*.

A Stradella, près de Pavie et à Senigaglia, dans les Marches, des dépôts d'eau douce contiennent des flores riches à la fois en espèces miocènes et pliocènes, avec traces de palmiers. Ces gisements se rangent sur l'horizon du messinien à congéries (2).

On observe aux environs du lac de Côme, près de Fino, des lambeaux de marnes subapennines fossilifères, intercalés, sans dérangement manifeste, dans les anciennes moraines glaciaires. Quelques géologues en avaient d'abord conclu que les glaciers alpins avaient existé dès l'époque pliocène, déversant leurs moraines au fond de fjords occupés par la mer subapennine. Cette hypothèse, bien difficile à concilier avec le caractère de la faune pliocène, qui est celle d'une mer chaude, paraît aujourd'hui abandonnée, et la plupart s'accordent à considérer le gisement du lac de Côme comme le résultat du remaniement des argiles subapennines par les glaciers de l'époque quaternaire.

Les couches à congéries existent en Toscane, où elles sont caractérisées par la présence du soufre et du gypse. Elles abondent en *Melanopsis* et reposent sur les

(1) Mayer, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 292.
(2) De Saporta, *op. cit.*, p. 326.

Digitized by Google

couches à tripoli des montagnes de Livourne, superposées elles-mêmes au tortonien. Elles équivalent au *Schlier* des géologues viennois, aux marnes de Wieliczka et à celles de la Valachie (1).

Environs de Rome. — Aux environs de Rome, la base du pliocène est formée par les marnes bleues du Vatican (fig. 549), contenant deux zones fossilifères,

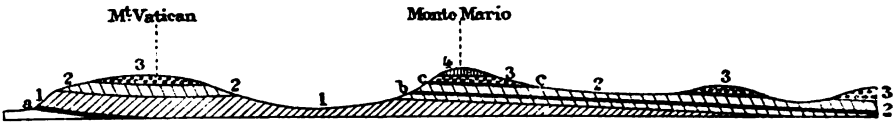

Fig. 549. — Coupe du pliocène de Rome (d'après M. Ponzi).

4, marnes inférieures; sables pliocènes; 3, conglomérats et graviers à *Elephas*; 4, tuf volcanique; a, zone fossilifère du Vatican; b, zone fossilifère du Monte-Mario; c, zone d'Acquatraversa.

l'inférieure à *Pecten rimulosus*, *Cleodora pyramidata*, *Flabellum Vaticanum* et la supérieure à *Pecten cristatus*, *Dentalium elephantinum*, *Nassa semistriata* (2). Au-dessus viennent les sables jaunes du Monte-Mario, renfermant trois zones : celle de la base, ou de Corneto, à *Pecten latissimus*, *P. flabelliformis*, *P. polyodontus*, *Hinnites Cortesi*; celle du milieu, ou du Monte-Mario, à *Mactra triangula*, *Corbula striata*, *Cardium hians*, *Pecten varius*, *P. insubricus*, *Terebratula ampulla*; enfin celle du sommet, ou d'Acquatraversa, caractérisée par *Donax trunculus*, *Cardium rusticum*, *Anomia ephippium*. Sur cette zone reposent les sables jaunes et les graviers du Janicule, épais d'une quinzaine de mètres et contenant *Hippopotamus major*. Tandis que les sables du Monte-Mario sont sensiblement inclinés de l'est à l'ouest, les graviers du Janicule sont horizontaux (3).

Calabre, Sicile. — Dans la province de Reggio, en Calabre, la base du messinien est sans fossiles. L'assise qui lui succède et qui a été portée, en certains points, à 1200^{m} au-dessus de la mer, est au contraire très riche en espèces, dont la moitié appartiennent à des formes vivantes. Ses couches ont subi d'importantes dénudations avant le dépôt de l'*astien*. Ce dernier atteint aussi de fortes altitudes et sa partie supérieure se présente à 832^{m} au-dessus de la mer, offrant encore quelques espèces de climats chauds, bien que, depuis la base de l'astien, on commence à rencontrer des formes septentrionales, attestant un refroidissement général de la région (4).

Le pliocène est très développé en Sicile, où il a été porté à des altitudes de plus de 900^{m}. Sa puissance dépasse 600^{m} et on y remarque surtout des calcaires, parfois très compacts, ayant de 200 à 250^{m} et remplis de polypiers et de *Pecten Jacobæus*. Des tufs volcaniques y sont interstratifiés.

Les travertins des îles Lipari datent de la même époque et renferment les derniers vestiges du palmier nain, *Chamærops humilis*.

(1) Capellini, *Mem. Accad. dei Lincei*, 3e série, 1880.
(2) Ponzi, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XV, p. 555.
(3) Le frère Indes, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXVII, p. 410.
(4) Seguenza, *Mem. Accad. dei Lincei*, 1880.

Digitized by Google

Bassin de Vienne. — Dans le bassin de Vienne (fig. 550), le pliocène débute par l'étage *sarmatique* des géologues autrichiens. Ce sont des grès calcaires et

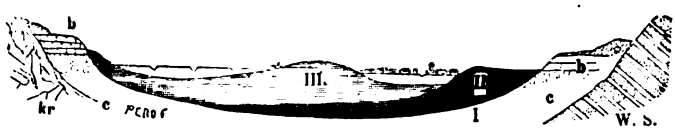

Fig. 550. — Coupe résumée du bassin de Vienne (d'après v. Hochstetter).

W. S., grès de Vienne; kr, roches cristallines de la chaîne de la Leitha ; I, étage méditerranéen, comprenant: a, conglomérat; b, calcaire de la Leitha; c, sable marin et Tegel; II, étage sarmatique; III, couches à congéries.

des marnes d'eau saumâtre, avec nombreux cérithes, *Cer. pictum*, *C. rubiginosum* et les genres *Potamides*, *Buccinum*, *Tapes*, *Mactra*. Ces couches sont reconnues maintenant sur de grands espaces de la Russie méridionale et de l'Asie centrale, dans toute la province aralo-caspienne (1).

Par-dessus viennent les *couches à Congéries*, constituées, à la base, par une argile qui forme le sous-sol de la ville de Vienne et se distingue par l'abondance de *Congeria subglobosa* et *Menalopsis Martiniana*, avec restes des genres *Dinotherium*, *Rhinoceros*, *Mastodon*, *Antilope*. La partie supérieure de cette argile renferme des lignites et est couronnée par les *couches du Belvédère*, sables, graviers et argiles à *Mastodon* et *Rhinoceros*.

La flore de l'étage sarmatique est la même que celle d'Œningen, avec cette différence que les palmiers y font complètement défaut. Dans les couches à congéries, les *Callitris* et les camphriers ne se montrent plus et les *Acacia* ont quitté le sol européen ; mais on observe encore des *Sequoia* et des bambous; le hêtre apparaît plus fréquemment que dans le miocène, par des types dont la grande extension atteste l'influence de l'humidité (2).

Europe orientale. — Les célèbres gisements salifères de Wieliczka et les gîtes analogues de la Hongrie et de la Transylvanie appartiennent au pliocène. Le sel gemme et les argiles dans lesquelles il est intercalé renferment de nombreux fossiles, dont les trois quarts sont identiques avec ceux de l'argile à congéries du bassin de Vienne.

La Croatie et l'Esclavonie offrent un grand développement d'*argiles à paludines* qui, reposant sur les couches sarmatiques, appartiennent au pliocène inférieur. En Roumanie, il existe d'autres couches à Paludines ou à *Vivipara* qui, supérieures aux couches à congéries, se placent sur l'horizon des dépôts de l'Europe occidentale à *Elephas meridionalis* (3). Ces dernières assises se relient, par les paludines et les mélanopsides, aux dépôts bressans du même âge. La grande extension de ces dépôts, dans toute l'Europe orientale et l'Asie occidentale, témoigne du mouvement d'émersion qui a peu à peu réduit l'ancienne mer danubienne aux cuvettes saumâtres de la région aralo-caspienne.

(1) Tournouër, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 292.
(2) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 325.
(3) Tournouër, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 317.

Digitized by Google

Algérie. — Le système pliocène marin est très peu répandu en Algérie, où il est cantonné dans quelques dépressions du littoral (1). On le voit dans la plaine de Djidjelli, sous la forme de marnes fossilifères; puis aux environs d'Alger, constituant les collines du Sahel, enfin auprès d'Oran et de Mostaganem.

Près d'Alger, le système se compose de marnes argileuses grises, surmontées de calcaires jaunes sableux. Les gisements de Douérah et de l'Oued Nador sont très riches en fossiles. Il en est de même des grès des environs d'Oran, où abondent les échinides.

Des dépôts lacustres pliocènes occupent d'assez grands espaces dans la Medjana et les environs de Constantine. On attribue à la même époque certains cordons littoraux du Sahara. Auprès d'Oran, des dépôts pliocènes d'eau saumâtre ont fourni des restes d'*Hipparion*.

Amérique du Nord. — Les sédiments pliocènes sont peu développés dans les États-Unis du versant atlantique. On ne les observe guère que dans les Carolines, où ils sont à l'état de sables et de limons, contenant plus de 50 pour 100 d'espèces vivantes, et dans le haut Missouri, sous la forme de couches d'eau douce, avec nombreux mammifères.

Mais l'importance du système est considérable dans la région des Montagnes-Rocheuses, où son épaisseur varie de 600 à 1000^{m}. On y distingue (2) :

4. Conglomérat de Wyoming.
3. Grès du Niobrara et calcaires siliceux.
2. Grès siliceux et tufs volcaniques de Humboldt.
1. Grès et calcaires du North Park.

Toutes ces couches sont d'eau douce et ont formé autrefois trois grands lacs, aux alentours desquels régnait un climat subtropical, voisin de celui de la Floride méridionale. Des palmiers y florissaient et la faune comprenait, avec les crocodiles, un grand nombre de mammifères des genres *Elephas*, *Mastodon*, *Rhinoceros*, *Procamelus*, *Protohippus*, *Equus*, etc.

Dans le Nebraska, de nombreux cônes de geysers éteints se montrent au milieu des couches pliocènes.

En Californie, le pliocène affecte, comme au pied des Alpes, le caractère d'*alluvions anciennes*, c'est-à-dire de sables, graviers et conglomérats provenant de l'érosion des massifs montagneux voisins. Ces graviers constituent les riches *placers* aurifères de la contrée, l'or arraché aux filons de la montagne s'étant concentré, par une préparation mécanique naturelle, dans les parties de ces graviers qui correspondent aux anciens thalwegs les plus profonds. Des nappes de lave basaltique ont

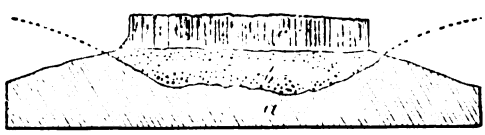

Fig. 551. — Coupe du *Blue-Lead* de Californie (d'après Whitney).
a, schistes cristallins; *b*, gravier pliocène aurifère; *c*, coulée de lave.

(1) Renseignements fournis à l'auteur par M. Peron.
(2) Clarence King, *U. S. geol. explor. of the 40th parallel*, 1878.

Digitized by Google

d'ailleurs, en de nombreux points, recouvert ces alluvions aurifères (fig. 551), les préservant ainsi contre une trop rapide destruction. Au milieu des graviers et des conglomérats, à ciment siliceux ou pyriteux, sont des lentilles de sable et d'argile avec empreintes de végétaux et ossements des genres *Mastodon* et *Hippopotamus*.

Il est remarquable qu'à la même époque des circonstances identiques se soient produites en Australie, où elles ont de même donné naissance à des alluvions aurifères, également recouvertes par des nappes volcaniques.

TABLEAU DU SYNCHRONISME DES ASSISES PLIOCÈNES.

ÉTAGES.	ANGLETERRE.	BELGIQUE.	FRANCE SEPTENTRIONALE.	BASSIN DU RHÔNE.	PLATEAU CENTRAL ET LANGUEDOC.	ITALIE, ALLEMAGNE.
ASTIEN.	Forest-bed de Cromer.		Couches de Saint-Prest.	Conglomérat de Chambaran, alluvions de la Bresse.	Couches de Chagny et de Durfort à El. meridionalis.	Sables du Val d'Arno. Deltas torrentiels de la côte ligurienne.
	Crag fluvio-marin de Norwich. Crag rouge. Crag corallin.	Sables à Trophon. Sables à Isocardia cor et grès diestiens.	Sables à Nassa du Cotentin. Faluns de la Dixmérie.	Sables de Mollon, tuf de Meximieux, Marnes à Pyrg. Nodoti. Marnes d'Hauterives.	Graviers à Mastodon arvernensis. Cinérites du Cantal.	Marnes subapennines et sables de l'Astésan.
MESSINIEN.		Sables à pétoncles. Sables d'Edeghem, à Panopæa Menardi.		Couches à Potamides Basteroti. Marnes à Nassa semistriata. Marnes à congéries de Bollène.		Couches à congéries. Couches sarmatiques à cérithes.

Digitized by Google

CINQUIÈME SECTION

ÈRE MODERNE. ÉPOQUE QUATERNAIRE

CHAPITRE I

DESCRIPTION DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

§ 1

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE L'ÉPOQUE QUATERNAIRE

Définition de l'époque quaternaire. — La partie de l'ère moderne qu'on a désignée sous le nom d'*époque quaternaire* (*postpliocène* et *pleistocène* de Lyell) est caractérisée par l'apparition de l'homme sur le globe.

Depuis que ce grand fait s'est produit, la géographie terrestre paraît, au moins dans nos contrées, n'avoir subi que des changements insignifiants. Le monde organique ne s'est enrichi d'aucune espèce nouvelle; mais plusieurs formes ont disparu parmi celles qui faisaient cortège aux premiers hommes et les grands mammifères herbivores, déjà sur leur déclin vers la fin de la période pliocène, ont vu leurs principaux représentants quitter peu à peu la scène du monde.

Il semblerait donc que l'étude de l'époque quaternaire ne dût pas être séparée de celle des phénomènes actuels, si cette phase de l'histoire du globe n'avait été marquée par un événement considérable; nous voulons parler d'un changement momentané de climat qui, en imprimant, dans toute la zone tempérée, une activité extraordinaire aux précipitations atmosphériques, a permis aux phénomènes d'érosion et d'alluvionnement de se manifester sur une échelle grandiose. Comme conséquence de ce changement, de grandes nappes de neiges et de glaces ont couvert les massifs montagneux ainsi que les régions septentrionales, produisant, au moins dans toute l'Europe, un refroidissement marqué, avec lequel l'âge des grands cours d'eau a pris fin. Plus tard seulement la température s'est radoucie et le régime actuel s'est établi avec l'âge des tourbières et des habitations lacustres. De cette manière, tandis que, de nos jours, l'action des glaciers, des rivières et de l'atmosphère sur la surface terrestre est réduite à des proportions presque insignifiantes, cette action a suffi, au début de l'ère moderne, pour étaler sur de grandes étendues des dépôts parfois très épais. Si l'ensemble en est trop peu considérable pour constituer un groupe ou même un système, il est du moins permis d'y voir une division d'une certaine importance en faisant, du temps où ces dépôts se sont formés, une époque spéciale, dite *époque quaternaire*.

Quelque rapprochée qu'elle soit de la nôtre, cette époque est encore très mys-

Digitized by Google

térieuse et soulève des problèmes dont plusieurs sont loin d'avoir reçu leur solution définitive. Les dépôts qu'elle a laissés sont ordinairement *juxtaposés* plutôt que *superposés* et la succession en est parfois très obscure. Les mêmes variétés de roches, limons, graviers, argiles à blocaux, s'y répètent à diverses hauteurs et plusieurs de ces dépôts peuvent avoir été remaniés sans que rien le fasse pressentir. Enfin l'absence ou la rareté des débris organiques, parmi lesquels ceux des vertébrés sont presque seuls de nature à fournir quelques lumières, rendent particulièrement délicate la détermination de l'âge relatif. Ce n'est donc qu'avec une grande réserve que nous aborderons ce difficile sujet. D'ailleurs il convient de ne pas oublier que c'est seulement en Europe et dans le nord de l'Amérique que les dépôts quaternaires commencent à être bien connus; dès lors toute conclusion à laquelle nous conduira notre examen devra être restreinte aux régions dont l'étude en aura fourni les éléments.

Caractères de la faune quaternaire. — Le phénomène quaternaire ayant sa principale source dans un changement du régime atmosphérique, son action ne s'est fait sentir que sur les continents et la température de la surface des mers dans les hautes latitudes en a été seule affectée. Sous cette influence, les coquilles arctiques de la zone littorale se sont tantôt avancées vers le sud, tantôt retirées au nord sans que jamais il se produisit, dans les mers, de changements capables de motiver l'apparition de nouveaux êtres. La faune marine de l'époque quaternaire est donc celle de nos jours, dont elle ne diffère que par quelques particularités dans la répartition géographique des mollusques de surface. C'est ainsi que diverses coquilles arctiques, telles que ***Mya truncata*** (fig. 552), se

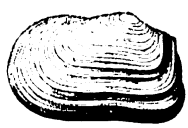

Fig. 552.

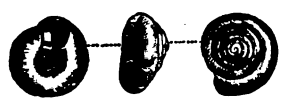

Fig. 553.

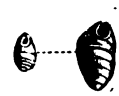

Fig. 554.

Fig. 552. *Mya truncata*, Linn., du quaternaire marin. — Fig. 553. *Helix hispida*, Müll., du loess. Fig. 554. *Pupa muscorum*, Dr., du loess.

rencontrent en Grande-Bretagne et en Scandinavie, au milieu de dépôts côtiers aujourd'hui portés à des hauteurs notables au-dessus du niveau de la mer.

Il en est autrement de la faune terrestre. Le refroidissement dont le *forest-bed* portait déjà les traces devait, en s'accentuant, rendre au moins difficile l'existence des grands proboscidiens herbivores et des hippopotames. Il suffisait que, dans leurs tentatives de migration, ces animaux vinssent à rencontrer des obstacles infranchissables pour que leur destruction devînt certaine, lors même que l'homme chasseur des premiers âges ne s'y fût pas appliqué. Pour cette raison, la faune terrestre quaternaire, dans une région déterminée, offre ce double caractère de pouvoir renfermer, avec des espèces encore vivantes dans la région, des espèces *éteintes* et d'autres *émigrées*, la retraite de ces dernières pouvant avoir eu lieu vers le nord ou vers le sud.

Digitized by Google

Espèces éteintes, espèces émigrées. — A la première catégorie appartiennent les éléphants, d'abord *Elephas antiquus*, successeur direct d'*E. meridionalis*, puis le *Mammouth* ou *E. primigenius*; ensuite les *Rhinoceros tichorhinus*, *R. Mercki*, *Hippopotamus major*, *Ursus spelæus*, *Hyæna spelæa*, *Felis spelæa*, *Cervus megaceros*, etc.

Parmi les espèces émigrées figurent le *Renne* (*Cervus tarandus*) et le *Glouton* (*Gulo luscus*), aujourd'hui retirés dans la zone glaciale arctique ; le chamois (*Antilope rupicapra*) et la marmotte (*Arctomys marmota*), de nos jours habitant les Alpes ou les Pyrénées, ainsi que l'*Ursus ferox* des Montagnes Rocheuses, et l'*Aurochs*, dont il subsiste quelques individus dans les forêts de l'Europe orientale.

On peut dire que, dans la première phase de l'époque quaternaire, la note est donnée par les espèces éteintes, tandis que, dans la deuxième, où celles-ci ne se montrent plus ou deviennent de plus en plus rares, on voit dominer les espèces qui depuis ont émigré vers le nord, notamment le renne, ce qui implique un refroidissement momentané très sensible.

Les petites espèces de mollusques quaternaires sont surtout terrestres et appartiennent aux genres *Helix* (fig 553), *Succinea*, *Pupa* (fig. 554), *Clausilia*, etc.

Divisions de la faune quaternaire. — Dans l'Europe occidentale, les *Elephas antiquus*, *Rhinoceros Mercki*, *Hippopotamus major*, paraissent former un groupe plus ancien que celui qui est composé des *Elephas primigenius* et *Rhinoceros tichorhinus*, *Ursus spelæus*, *Hyæna spelæa*. Mais ces deux groupes, loin d'être nettement séparés, se pénètrent mutuellement. De même qu'*E. antiquus* est associé, dans le *forest-bed*, à *E. meridionalis* et à *E. primigenius*, de même ce dernier, quand *E. meridionalis* a disparu, est souvent en compagnie d'*E. antiquus*, auquel il doit survivre assez longtemps pour coexister avec le renne, quand celui-ci sera devenu l'espèce dominante. En réfléchissant que le grand hippopotame appartient toujours au groupe le plus ancien, tandis que le mammouth et le *Rhin. tichorhinus* étaient munis, l'un d'une épaisse crinière, l'autre d'une peau laineuse, il paraîtra raisonnable d'admettre, depuis l'époque pliocène de l'*E. meridionalis* jusqu'à la fin de l'âge du renne, un refroidissement progressif, ayant entraîné d'abord l'extinction d'*E. antiquus* et d'*Hipp. major*, puis celle de leurs survivants mieux armés. De cette manière, l'époque quaternaire ancienne, jusqu'au rétablissement du régime humide avec les tourbières, pourrait se diviser en trois âges se fondant insensiblement les uns dans les autres : 1 âge de l'*El. antiquus* dominant ; 2° âge de l'*El. primigenius* et du *Rhin. tichorhinus* ; 3° âge du *Renne* dominant.

Faune quaternaire d'Amérique et d'Australie. — Les détails qui viennent d'être donnés s'appliquent à la faune quaternaire d'Europe ; on voit que les carnivores y tiennent une place très importante à côté des herbivores. Ce sont ces derniers qui dominent dans l'Amérique du Nord, sous la forme des *Elephas americanus*, *E. primigenius* et des mastodontes qui, absents de l'Europe quater-

Digitized by Google

naire, abondent aux États-Unis dans le *Mastodon americanus* (*M. ohioticus*). De grandes espèces d'*Equus* les accompagnent ainsi que des édentés des genres *Megatherium*, *Mylodon*, *Megalonyx*. Cette même tribu des édentés devient prépondérante dans l'Amérique du Sud, où elle est représentée par l'immense *Megatherium*, les *Mylodon*, *Megalonyx*, le curieux *Glyptodon*, avec sa carapace osseuse, les *Chlamydotherium*, *Pachytherium*, etc. Quant à l'Australie, dès cette époque comme de nos jours, on n'y trouve guère que des marsupiaux, mais tous de taille gigantesque, comme *Diprotodon* et *Nototherium*. Ainsi, l'époque quaternaire est caractérisée partout par la grande taille de ses mammifères, et alors comme aujourd'hui, tandis que l'ancien monde est le pays des carnivores et l'Amérique du Nord celui des herbivores, on voit les édentés dominer dans l'Amérique du Sud et les marsupiaux en Australie (1).

Restes humains. Silex taillés. — Mais il est un autre argument paléontologique qui doit entrer ici en ligne de compte : c'est celui qui résulte de la présence de l'homme. Non que nous puissions attacher encore une grande importance à des distinctions de races successives, fondées sur un trop petit nombre de débris pour avoir acquis une valeur scientifique incontestable. Lors même qu'il serait démontré que des races à crâne allongé, ou *dolichocéphales*, ont précédé, dans l'Europe occidentale, les races à crâne raccourci ou *brachycéphales*, la rencontre d'un crâne ou d'un ossement humain, dans un dépôt quaternaire, est chose trop rare pour aider beaucoup à une classification géologique. Il n'en est pas de même des produits de l'industrie humaine, notamment des *silex taillés*, qu'on rencontre en quelque abondance dans les graviers d'alluvion et dans certains limons, où leur dureté les a préservés de la destruction. Les archéologues ont établi que, dans l'Europe occidentale, l'usage de la pierre avait précédé celui des métaux et que l'*âge de pierre* se divisait lui-même en deux phases successives : la première, dite *paléolithique*, où les outils de silex ne subissaient qu'une simple *taille à éclats ;* la seconde, dite *néolithique* ou de la pierre polie, caractérisée par ce qu'on appelle vulgairement les *haches celtiques*.

Assurément ces divisions n'ont qu'une valeur régionale et ne peuvent être considérées comme représentant deux âges géologiques. De nos jours, certaines peuplades sauvages en sont restées à l'emploi de la pierre polie ; même il en est, parmi les habitants des îlots coralliens de la Polynésie, qui, faute de matière première, ignoraient à peu près, en 1840, l'usage de la pierre (2). La civilisation a pénétré tardivement dans l'Europe, dont les parties septentrionales ont dû être occupées par l'homme de proche en proche, à mesure que diminuait le domaine des glaces et il est fort à présumer qu'à l'époque où s'épanouissait la civilisation des premières dynasties égyptiennes, les habitants de nos contrées, s'il y en avait, ne se servaient pas encore de métaux. Mais si l'on se borne, comme c'est surtout notre intention, à la recherche des événements dont l'Europe

(1) Dana, *Manual of Geology*, 1875, p. 571.
(2) Dana, *Corals and Coral-Islands*.

Digitized by Google

quaternaire a été le théâtre, les divisions archéologiques prennent une incontestable valeur et peuvent, sagement employées, fournir les éléments d'une chronologie des dépôts.

Industrie paléolithique. — Cela posé, la phase *paléolithique* de l'âge de la pierre a été partagée elle-même en plusieurs autres (1). La plus ancienne est celle où dominent les instruments triangulaires ou amygdaloïdes, taillés à éclats sur les deux faces par retouches successives. Le type en existe à Chelles près Paris et à Saint-Acheul, à la porte d'Amiens, d'où les noms de *chelléen* et d'*acheuléen*. Ensuite viendraient les instruments taillés sur une seule face et souvent façonnés, par larges éclats, en *racloirs* et *grattoirs*. C'est le type de la grotte ou abri sous roche du Moustier (Dordogne), ou *moustérien*. Enfin une dernière phase est caractérisée par un plus grand fini dans le travail des silex ainsi que par l'association des outils de pierre avec des instruments, souvent ornés de ciselures, en os ou en ivoire. Le type en existe dans les cavernes de la Madelaine (Périgord), d'où le nom de *magdalénien*. Peut-être cette phase a-t-elle été séparée de la précédente par une étape intermédiaire, où le silex, mieux taillé qu'au Moustier, n'est pas encore accompagné d'outils en os. Ce serait l'industrie de Solutré en Bourgogne ou type *solutréen*.

Les animaux contemporains du type acheuléen seraient *Elephas antiquus*, *Hippopotamus major*, *Rhinoceros Mercki*. Au moustérien correspondraient surtout *El. primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Megaceros hibernicus*. Le cheval domine à Solutré, où le mammouth est encore assez commun, tandis que le rhinocéros a disparu. Enfin le magdalénien est l'*âge du renne* (*Cervus tarandus*), associé à l'antilope saïga, au renard argenté, à la marmotte, au chamois, au bouquetin et même au mammouth en voie de disparition.

Au magdalénien se rapportent les grottes et abris célèbres des Eyzies, de Laugerie-Basse, de Bruniquel, dans le bassin de la Dordogne et beaucoup d'autres de la région toulousaine, de l'Ariège, de la Savoie et de la Belgique. Des bois de renne sculptés s'y rencontrent, ainsi que des morceaux d'ivoire où sont figurés le renne et le mammouth muni de sa crinière.

Il n'est pas encore admis sans conteste que ces divisions se soient succédé partout, dans l'Europe occidentale, sans interversion ni mélange. Le type acheuléen n'a été rencontré seul, en compagnie du groupe de l'*E. antiquus*, que dans un très petit nombre de gisements, par exemple dans celui de Chelles et jusqu'à nouvel ordre un certain doute doit planer encore sur l'existence de l'homme dans cette première phase quaternaire. En revanche les silex acheuléens existent encore en grande abondance au milieu des graviers où domine *E. primigenius*, et plus d'une fois on les trouve mélangés avec les outils dits moustériens. Enfin ceux-ci ne sont pas toujours faciles à séparer des instruments magdaléniens. De plus les peuplades qui, à l'époque quaternaire, habitaient nos contrées, ont dû être assez indépendantes les unes des autres pour que leur outillage ait présenté.

(1) Voir notamment de Mortillet, *Congrès géologique*, 1878.

Digitized by Google

à un moment donné, de notables différences. Aussi la classification qui vient d'être indiquée ne doit-elle être appliquée qu'avec une très grande circonspection, surtout lorsqu'il s'agit d'alluvions qui ont pu subir des remaniements et des mélanges.

Industrie néolithique. — Quant à la phase *néolithique*, qui se relie par des transitions insensibles aux époques historiques, elle paraît, au contraire, assez nettement séparée des précédentes pour que beaucoup d'auteurs admettent un *hiatus* complet. Les restes de l'homme et les témoignages de son industrie, où le bronze s'unit bientôt à la pierre polie, ne s'y montrent associés qu'à des animaux domestiqués, qui faisaient défaut dans les autres phases. Peut-être l'Europe a-t-elle été dépeuplée, à la fin des temps paléolithiques, par la rigueur du froid, en attendant un radoucissement à la faveur duquel une population nouvelle, venue de l'Orient avec sa civilisation propre et déjà adonnée aux travaux agricoles, aurait pris de nouveau possession du pays. Cela ne veut pas dire que cette population ait ignoré l'usage des éclats de silex, ni que la poterie grossière, dont elle se servait, ait été complètement inconnue du chasseur paléolithique. Mais il semble que, *sur notre sol*, les deux civilisations ne dérivent pas directement l'une de l'autre.

Mode de description des dépôts. — Le caractère des dépôts quaternaires est leur grande ressemblance, sur quelque point de notre hémisphère qu'on les observe. Produits à la surface, sous l'influence de conditions climatériques identiques, ils se réduisent à un petit nombre de types, partout les mêmes et souvent englobés sous la dénomination de *diluvium*. Au lieu donc de procéder, comme nous l'avons fait jusqu'ici, par la description de types régionaux, nous chercherons à faire connaître, pour chacune des variétés de dépôts quaternaires, les caractères généraux de composition et de gisement. Après cela nous nous efforcerons de reconstituer, autant que la chose est aujourd'hui possible, l'histoire de l'époque quaternaire, au moins pour l'Europe et pour l'Amérique du Nord.

Les dépôts quaternaires ou diluviens varient suivant les conditions générales du sol où on les observe. A ce point de vue nous distinguerons : 1° les régions peu accidentées de la zone tempérée ; 2° les massifs montagneux de la même zone et leurs abords ; 3° les parties septentrionales de notre hémisphère.

§ 2.

DÉPOTS DES PLAINES ET DES VALLÉES. GRAVIERS D'ALLUVION.

Disposition générale des dépôts. — Dans les pays de plaines et de vallées, situés à une distance suffisante des anciens centres de dispersion glaciaires, les dépôts quaternaires se composent de *graviers*, de *sables*, de limons calcaires dits *loess* et de *limons* proprement dits (*lehm* ou *terre à briques*). En général, ces

Digitized by Google

dépôts offrent la disposition représentée par la figure 555, c'est-à-dire qu'ils s'échelonnent à diverses hauteurs, depuis le fond des vallées jusqu'aux lignes de

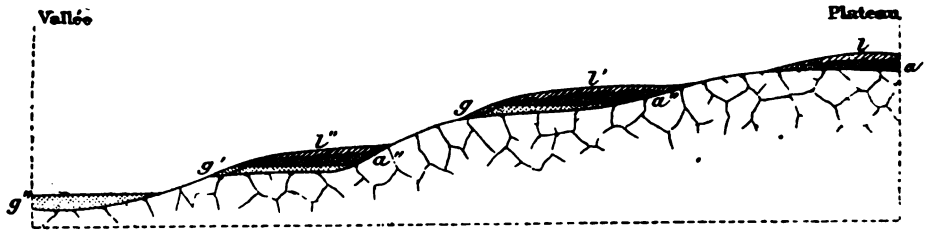

Fig. 555. — Coupe normale des vallées du nord de la France (d'après MM. Prestwich et de Mercey).
g, *g'*, *g''*, graviers de fond des divers niveaux; *a*, *a'*, *a''*, alluvions de rive (ergerons) des niveaux correspondants; *l*, *l'*, *l''*, limons rouges à éclats de silex.

partage, sous forme de *terrasses* successives, dont chacune est constituée par une couche d'*alluvions* de sable ou de gravier, recouverte par une nappe plus ou moins épaisse de terre limoneuse.

Sur les terrasses inférieures, la composition des *alluvions* est assez constante (fig. 556). Des nappes de cailloux roulés, plus gros et plus abondants vers le bas, alternent avec des lits et des veines de sable à grain bien discernable, à stratification souvent inclinée et enchevêtrée, comme il convient à un dépôt produit dans une eau courante. C'est le *gravier de fond* de Belgrand. Au-dessus vient un *sable gras* ou *alluvion de rive*, dépôt limoneux, de couleur grise, évidemment formé dans des eaux plus tranquilles, et le tout est couronné par une boue calcarifère jaunâtre ou *loess*, qui semble irrégulièrement ravinée par un dépôt de *limon* ou *terre à briques* d'un rouge brun foncé.

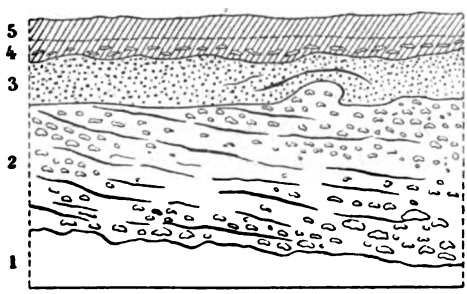

Fig. 556. — Coupe du quaternaire de la vallée de la Somme.
1, craie; 2, sables et graviers; 3, sable gras; 4, limon brun avec éclats anguleux de silex; 5, sol végétal (terre à briques).

Plus on s'élève et plus les sables et graviers deviennent rares. Dans le voisinage des plateaux, les silex, quand il y en a, ont à peine leurs angles émoussés. Mais le loess ne fait pas défaut et couronne les hauteurs d'une couche uniforme, toujours surmontée et, en apparence, ravinée par du limon brun. Du reste, partout où les nappes de graviers sont exposées à l'air libre, il est facile d'y reconnaître l'existence d'une couche supérieure rubéfiée, qui semble pénétrer irrégulièrement dans le dépôt sous-jacent.

On dirait ainsi que tous les dépôts quaternaires des vallées et des plaines ont été uniformément recouverts et ravinés par une formation qu'en raison de sa couleur on a qualifiée de *diluvium rouge*, aussi longtemps qu'on a pu croire à

Digitized by Google

son indépendance relativement aux dépôts sous-jacents, parmi lesquels les graviers non rubéfiés étaient, à cause de leur teinte, désignés sous le nom de *diluvium gris*. Mais nous verrons plus loin que cette indépendance n'est qu'apparente et que la couche rubéfiée est presque partout le produit de l'altération ou du remaniement sur place des dépôts qu'elle recouvre et dont la description va maintenant nous occuper.

Composition des graviers. — Les *graviers de fond* ne sont pas le produit d'une crue unique, mais bien celui de la superposition des alluvions de plusieurs crues successives. Les éléments siliceux y dominent en général, à cause de leur dureté et des zones de cailloux roulés, indices d'inondations violentes, y alternent souvent avec des veines de sable fin, où la présence de coquilles fluviatiles très délicates atteste que, momentanément, la vitesse de la rivière était assez amortie. Les angles des cailloux sont arrondis et les silex sont recouverts d'une *patine* caractéristique, d'un jaune brun, d'où l'on peut inférer que la lumière arrivait, d'une manière habituelle, jusqu'au lit sur lequel se faisait le transport des cailloux.

Parmi les éléments des graviers figurent quelquefois de très gros blocs. Ainsi, dans les alluvions anciennes du Champ de Mars, à Paris, on observe des blocs de grès ou de poudingue de près d'un mètre cube et quelquefois aussi des morceaux de granulite du Morvan qui ont plusieurs décimètres dans tous les sens. Les premiers résultent, le plus souvent, d'éboulements survenus presque sur place, lors de l'érosion des versants de la vallée. Les autres viennent certainement de loin et ont dû cheminer de proche en proche, moins par entraînement direct que par l'affouillement des graviers qui les supportaient. Il est également possible qu'à de certaines époques ces blocs se soient trouvés pris dans des glaces de fond qui, en venant flotter à la surface de la rivière, auraient singulièrement facilité leur déplacement.

Origine des graviers. — Les graviers ne se composent jamais que de matériaux empruntés aux terrains situés en amont, dans la vallée du cours d'eau sur les bords duquel on les observe. Cela suffit pour qu'on ne puisse pas les considérer comme dus à un phénomène général et violent, c'est-à-dire à des *courants diluviens* qui, partis des montagnes, auraient à la fois creusé les vallées d'un seul coup et déposé à diverses hauteurs les matériaux qu'ils charriaient. Ce sont de véritable alluvions, localisées chacune dans leur bassin hydrographique et produites, dans des conditions normales, par des cours d'eau, plus violents que les cours d'eau actuels et coulant dans d'autres conditions de pente et de niveau. La Somme, aujourd'hui le type des rivières stables et presque exemptes de crues, avait alors un lit de plus d'un kilomètre. La Seine, dont les grandes crues actuelles n'atteignent pas un débit de 2500 mètres cubes par seconde, roulait parfois, d'après Belgrand, de 27 000 à 60 000 mètres cubes. La Durance avait 5 ou 6 kilomètres de largeur vis-à-vis de Pertuis et déposait à son embouchure les cailloux de la Crau, où les quartzites roulés de la Vallouise,

Digitized by Google

après un trajet de plus de 240 kilomètres, ont encore 0m,40 de grand axe (1). Enfin le Var et les torrents du littoral ligurien envoyaient à la mer leurs déjections avec une telle force, que les cailloux roulés y formaient de véritables deltas torrentiels, comme ils eussent pu le faire en débouchant dans l'eau tranquille d'un lac.

Faune des graviers. Hauts et bas niveaux.— Les fossiles contenus dans les graviers sont des silex taillés et des ossements de mammifères, notamment des molaires d'éléphant, de rhinocéros, d'hippopotame, etc., mieux préservées par leur dureté contre les suites d'un transport dans les eaux courantes. De l'examen de la distribution de ces débris, comme aussi du fait que les cailloux sont de moins en moins roulés à mesure que l'altitude des nappes augmente, on avait cru pouvoir conclure, il y a quelques années (2), que le dépôt des graviers, dans une même vallée, était d'autant plus ancien que leur altitude relative était plus grande.

On avait donc établi une classification comprenant les *graviers des hauts niveaux*, avec traces rares ou nulles d'industrie humaine, et faune voisine de la faune pliocène, ceux des *moyens niveaux*, où l'homme apparaissait avec le mammouth, enfin ceux des *bas niveaux*, témoins de la dernière période du creusement des vallées. Dans cette hypothèse, le creusement était entièrement l'œuvre de l'époque quaternaire et le fond de chaque cours d'eau avait dû occuper successivement chacune des altitudes marquées par les diverses terrasses.

Il est à remarquer que les terrasses de graviers ne se rencontrent pas indistinctement à toutes les hauteurs. Elles paraissent affectionner, de préférence, certaines limites d'altitude. Ainsi, dans la vallée de la Seine, les hauts niveaux s'observent, près de Paris, aux environs de la cote 60, comme à Montreuil, près de Charonne. En Picardie, dans la vallée de la Somme, les hauts niveaux sont bien caractérisés vers 40 ou 48m. Les bas niveaux parisiens sont ceux de Grenelle, à 30m. On a expliqué cette localisation en admettant que le creusement de la vallée avait eu lieu par étapes successives.

Mais la classification qui vient d'être exposée a été gravement mise en échec par la découverte, à un niveau à peine plus élevé que le fond des vallées actuelles, de graviers qui contenaient à la fois les silex acheuléens et des restes abondants d'*Elephas antiquus*. Le plus intéressant de ces gisements est celui de Chelles-sur-Marne, près de Paris (3).

Gisement de Chelles. — Les sablières de Chelles, situées à quelques mètres seulement au-dessus du niveau actuel de la Marne, offrent une succession de trois couches distinctes : 1° à la base, et reposant directement sur les couches tertiaires, un gravier fortement aggloméré, dans certaines parties, par des infil-

(1) De Saporta, *Revue des Deux Mondes*, 15 sept. 1881.
(2) C'est la doctrine proposée par M. Prestwich en 1859.
(3) Voir notamment Chouquet, *Matériaux pour l'hist. primitive de l'homme*, 1878, et Ameghino, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 242.

Digitized by Google

trations calcaires, et formé d'éléments assez petits. Dans ce gravier abondent *Elephas antiquus*, *Equus cf. Stenonis*, *Rhinoceros Merckí*, *Trogontherium Cuvieri*, avec des instruments en silex, *non roulés*, de forme acheuléenne et sans aucune trace d'*Elephas primigenius* ni de *Rhinoceros tichorhinus*; 2° au milieu, et ravinant sensiblement la première couche, une zone moyenne sans fossiles, à gros cailloux très roulés; 3° enfin, en haut, une couche supérieure de graviers sableux, contenant d'assez gros blocs erratiques, des silex de forme analogue à celle dite moustérienne et des restes de *Bos*, *Equus*, *Cervus*.

La faune de la couche inférieure de Chelles et le caractère des silex, plus grossièrement taillés que ceux de Saint-Acheul, s'accordent, si l'on exclut l'hypothèse d'un remaniement, pour faire attribuer à cette couche une haute antiquité. D'autre part, sa faible altitude interdit de la classer parmi les graviers des *hauts niveaux*. On est donc conduit à penser que la distinction fondée sur l'altitude relative des graviers est fort loin d'être absolue, que les vallées devaient être déjà creusées au début de l'ère quaternaire et que des représentants de la première phase d'alluvionnement peuvent se trouver à toutes les hauteurs. Seulement, les anciens graviers du fond des vallées ont chance d'être recouverts par une beaucoup plus grande épaisseur d'alluvions moins anciennes. Ainsi, selon quelques observateurs, à Paris, dans les sablières de Grenelle, l'*Elephas antiquus* ne se trouverait jamais à moins de 7^{m} de profondeur, tandis que les restes de mammouth arriveraient à 3^{m} de la surface et ceux d'hippopotame à 5^{m}(1).

De la sorte, l'œuvre propre de l'époque quaternaire aurait été, tantôt le remplissage, tantôt le déblayement de dépressions antérieurement constituées, et cela sous la double influence des mouvements du sol et des variations du régime hydrographique.

Difficultés de l'observation. — Remarquons à ce propos que la distinction des graviers, d'après leurs silex et leur faune, réclame une grande circonspection. Quand il n'y a pas superposition indéniable de deux couches distinctes, on peut toujours se demander si ossements et silex n'ont pas été empruntés à quelque alluvion préexistante, dont ils dériveraient par simple remaniement. Il n'en est pas ainsi lorsqu'on trouve au même point, comme autrefois à Sevran, des défenses et de nombreuses parties de squelettes d'éléphants, attestant qu'il y a eu transport d'animaux surpris par l'inondation, et dont les cadavres sont venus s'échouer dans les anses de remous. Mais ce cas est rare, et la dureté des molaires d'éléphant a souvent pu les préserver même dans les remaniements. Quant aux silex taillés, il importe que leurs angles soient vifs, comme c'est le cas à Saint-Acheul, et, paraît-il, également à Chelles. Alors, et surtout quand les silex taillés sont concentrés en un seul point d'une couche de graviers largement étalée, on a le droit d'admettre que l'homme les a laissés à cette place lorsque, dans l'intervalle de deux grandes crues, il était venu sur un tertre d'alluvions, sans doute pour y chercher la matière première de son outillage.

(1) Martin in Hamy, *Matériaux*, etc., IX, p. 249.

Digitized by Google

Probabilité de l'affouillement des graviers par les rivières quaternaires. — Pour tous ces motifs, la question de la stratigraphie des graviers est encore assez obscure. Ce qui demeure bien établi, c'est que les premiers restes incontestables et abondants de l'industrie humaine commencent à se rencontrer dans les graviers de la Seine et de la Somme, à un niveau supérieur d'environ 20 à 30^{m} au niveau actuel du fond plat de la vallée, dans des conditions qui permettent d'affirmer qu'alors les rivières coulaient à cette hauteur, au moins dans leurs crues. Comme d'ailleurs des raisons générales nous portent à croire que les vallées du nord de la France ont dû être creusées à l'époque du miocène supérieur et du pliocène, nous admettrons volontiers, avec M. de Mortillet, qu'à la faveur de mouvements successifs du sol, les grands cours d'eau quaternaires ont eu à affouiller, sur cette profondeur de 20 à 30^{m}, un lit plus ou moins encombré de graviers et de sables. En même temps, lors des inondations considérables auxquelles donnait lieu la fonte périodique des glaces, ils remaniaient ces alluvions à des hauteurs diverses, produisant sur plus d'un point le mélange de matériaux et de fossiles d'inégale ancienneté.

Le district le plus septentrional où des graviers à silex acheuléens aient été recueillis est le bassin de l'Ouse, dans le Norfolk, alors fréquenté par *El. antiquus*. Ces graviers sont à une altitude de 12 à 18^{m} au-dessus du niveau actuel de la rivière. D'autres outils analogues accompagnent, plus au sud, les restes d'*El. primigenius*. Mais ce type fait défaut au delà du 58e degré de lat. N.

Climat de la phase des grands cours d'eau. — Pendant toute la période de formation et de remaniement des graviers, la température a dû être assez douce pour permettre l'existence des grands herbivores, en particulier des hippopotames, incapables de résister à un climat froid, comme aussi de trouver une nourriture suffisante dans des régions où les circonstances extérieures eussent empêché le développement d'une riche végétation de graminées. La même conclusion résulte de la présence, dans les sables et graviers de la région française et même dans ceux de l'Humber en Angleterre, d'une coquille, *Cyrena fluminalis*, qui n'habite plus aujourd'hui que la zone méditerranéenne. Enfin l'examen des diverses espèces fluviatiles, qui sont répandues parmi les sables subordonnés aux anciens graviers de la Seine et de la Somme, témoigne, d'après les naturalistes, d'un climat doux et égal, avec des hivers peu prononcés.

§ 5

LOESS ET LIMONS.

Définition du loess. — Le *loess* (*ergeron in part.* des géologues belges) est une sorte de boue argileuse (1), assez fortement chargée de calcaire. Sa couleur

(1) Ce dépôt est souvent aussi qualifié de *lehm;* afin d'éviter toute confusion entre le loess et le limon non calcarifère, nous pensons qu'il vaut mieux renoncer à l'emploi du mot *lehm*.

Digitized by Google

est le brun clair. Tantôt cette formation est très localisée, concentrée sous une assez grande épaisseur en certains points abrités des vallons latéraux, tantôt, comme dans la Hesbaye et la plaine du Rhin, elle couvre des surfaces considérables, ayant à sa base des graviers à *Elephas primigenius* et atteignant une épaisseur qui va jusqu'à 15, 20 et 30^{m}. Mais c'est surtout en Chine qu'on l'observe avec un développement extraordinaire. Là, sous le nom de *terre jaune*, elle constitue, dans le bassin du Hoang-Ho, des accumulations uniformes, de 400^{m} et plus de puissance, découpées jusqu'à leur base par des ravins aux parois verticales, qui permettent de constater, sur toute l'épaisseur, à la fois l'absence de stratification du loess et sa parfaite homogénéité.

Tandis que les éléments des graviers varient suivant la nature des terrains d'amont, le *loess*, en quelque point de la zone tempérée qu'on l'observe, offre la plus remarquable uniformité de composition, de texture et de structure. Ses caractères, très bien résumés par M. de Richthofen (1), sont les suivants :

Partout le loess est constitué par de fines particules d'un silicate hydraté d'alumine, avec de petits grains de quartz, *toujours anguleux*, et de très petites paillettes de mica. Une matière colorante d'un brun jaunâtre, de nature ferrugineuse, ne fait jamais défaut, ainsi que le carbonate de chaux, dont la concentration, en certains points, donne lieu à des concrétions de forme bizarre, appelées *poupées du loess*. Enfin la masse est imprégnée de sels alcalins. Il n'y a pas de stratification ; les paillettes de mica n'obéissent à aucune disposition particulière et le loess affecte, près de sa surface, une sorte de *structure capillaire*, accusée par un réseau de veines minces ramifiées, semblables à des traces de racines, généralement incrustées sur les bords d'un enduit blanc de carbonate de chaux.

Distribution et structure du loess. — La distribution du loess est complètement indépendante de l'altitude. On l'observe depuis le niveau de la mer jusqu'à 1500^{m} en Europe, jusqu'à 3500^{m} en Chine. Sur les plateaux, il est étalé en nappes uniformes. Entre deux crêtes, en pays accidenté, il remplit l'intervalle en offrant une surface concave et, en général, l'un des deux versants d'une chaîne est plus chargé de loess que l'autre. On remarque de plus que, dans ces mêmes régions accidentées, à sa jonction avec les versants, le loess, d'ordinaire si parfaitement exempt de cailloux, présente des veines de petits fragments anguleux, formant des couches, d'abord peu inclinées, qui deviennent bientôt horizontales et se perdent dans la masse de la formation.

Une localité privilégiée pour l'étude du loess, dans ces dernières conditions, est la plage de Sangatte (Pas-de-Calais). Un dépôt de loess, épais de plus de 20^{m}, y est à découvert sur une grande longueur, immédiatement adossé à une falaise verticale de craie. Comme on devait s'y attendre en pareil cas, le loess jaunâtre et calcarifère est fortement mélangé de cailloux de craie, de graviers et de gros silex en veines inclinées. Certaines couches contiennent *Helix pulchella*,

(1) Voir notamment *Geol. Magazine*, 1882, p. 293.

Digitized by Google

Succinea oblonga, *Pupa marginata*, *Arion ater*, *Limax agrestis* (1). D'autres renferment *Elephas primigenius*. La partie supérieure abonde en silex entiers, non roulés; elle résulte évidemment de l'entraînement par les pluies du loess qui servait originairement de gangue aux cailloux.

Fossiles terrestres. — Le loess des plateaux paraît entièrement dépourvu de fossiles. Dans les nappes de moindre altitude, les seuls restes qu'on rencontre sont des ossements de mammifères, la plupart herbivores, et des coquilles *terrestres*, qui paraissent n'avoir subi aucun transport, les plus délicates étant souvent conservées sans aucune altération. Sur 211 968 coquilles du loess rhénan, examinées par Braun, il ne s'est rencontré qu'un nombre infime d'espèces lacustres, tandis qu'on comptait 98 502 individus de *Succinea*, genre amphibie, et 113 434 de formes exclusivement terrestres, *Helix*, *Pupa*, *Clausilia*, *Bulimus*, *Limax*, *Vitrina* (2). Les mêmes constatations ont été faites en Bavière par M. Gümbel, sur le Danube par M. Belt, en Chine par l'abbé David; aux États-Unis, notamment dans la vallée du Mississipi, par divers observateurs. En outre, il est à remarquer que les mammifères du loess sont surtout des espèces *forestières* et que les mollusques appartiennent à des types connus pour rechercher l'ombre et l'humidité.

Répartition du loess. — Pour terminer cette description, disons qu'en Europe le loess est surtout répandu dans la partie moyenne des vallées du Rhin (où il s'élève, au Kaiserstuhl, à 250^{m} au-dessus de la rivière), du Danube et de leurs principaux affluents ; qu'il enveloppe le Hainaut, le Brabant et le Limbourg d'un manteau uniforme (*limon hesbayen*) et que, moins épais dans le nord de la France, il n'en couvre pas moins, jusqu'à 200 ou 220^{m} d'altitude, des surfaces étendues sur les plateaux entre la vallée de la Loire et la Flandre, où il atteint sa plus grande épaisseur. Enfin sa limite septentrionale paraît coïncider à peu près avec le 57e parallèle de latitude, passant par Cassel, Courtrai, Louvain et Cologne. Atteignant 400^{m} d'altitude sur l'Oder et la Vistule, il descend à 30^{m} à Sandomir, abonde en Hongrie, en Moravie, en Roumanie, mais n'existe ni en Russie, ni sur les bords de la Baltique et de la mer du Nord. En d'autres termes, en Europe, comme d'ailleurs aussi en Chine, il ne s'écarte pas sensiblement de la bordure des grands massifs accidentés.

C'est aussi du loess qui couvre les plaines ou *Pampas* de la Plata, renfermant de nombreux restes d'édentés, avec ossements de chevaux, de tapirs, de mastodontes et de singes gigantesques. Enfin il abonde dans le bassin du Mississipi, où il est plus riche qu'ailleurs en coquilles réellement fluviatiles.

Origine du loess. Théories diverses. — Plusieurs auteurs, notamment Lyell, MM. Belt et Geikie, ont considéré le loess comme une *boue glaciaire*, produite par les grands glaciers de l'époque quaternaire et distribuée au loin par l'action des eaux fluviales et lacustres. Mais il a été facile d'objecter que jamais, sous

(1) Prestwich in Sauvage, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 599.
(2) Howorth, *Geol. Magazine*, 1882, pp. 13, 343.

Digitized by Google

nos yeux, un glacier n'avait donné naissance à un produit semblable et, quant à l'intervention des eaux fluviales, elle se trouvait écartée par ce seul fait, que le loess ne contient pour ainsi dire que des coquilles terrestres. C'est alors que M. de Richthofen, à la suite de ses voyages en Chine, a cherché dans l'atmosphère l'agent principal de la formation du loess. D'après lui, les éléments de ce dépôt seraient des poussières soulevées par les vents au voisinage des anciens fonds de mers ou de lacs desséchés et arrêtées au passage par la végétation des steppes voisines. Sur les plaines de l'Asie, les grands orages donnent encore lieu à des tourbillons de poussière, éclipsant le soleil pendant plusieurs jours et amenant le dépôt d'un sédiment jaunâtre d'une épaisseur appréciable. Si des sédiments de ce genre tombent sur une steppe, ils demeureront dans les interstices des herbes, où la pluie les répandra d'une manière uniforme et peu à peu le sol s'élèvera, les herbes successivement étouffées laissant, comme traces de leur existence, de nombreuses veinules ramifiées. Ainsi les vents, la pluie et la végétation des steppes seraient les principaux agents de la formation et de la distribution du loess. Cette théorie *éolienne* (tel est le nom qui lui a été donné) n'est pas sans soulever de graves objections. D'une part, il semble impossible que des poussières s'accumulent lentement, à la faveur d'une steppe, jusqu'à des hauteurs comparables à la puissance du loess chinois, c'est-à-dire de 400 ou 500^{m}, sans que la végétation cesse de suivre docilement ce mouvement d'ascension. On ne s'explique pas non plus très bien pourquoi ces accumulations affectionneraient de préférence le voisinage immédiat des montagnes et des grands fleuves, c'est-à-dire des régions où les phénomènes d'alluvionnement atteignent leur plus grande intensité. De plus, la sécheresse d'un climat favorable aux steppes et sujet à de grands vents ne s'accorde nullement avec le caractère des fossiles du loess. Enfin comment concilier l'enfouissement progressif de la végétation des steppes avec *l'absence constatée de toute proportion sérieuse de matière organique* dans le loess non transformé en limon? Il en est tout autrement pour le *tchernoïsem* de Russie, où la proportion d'humus est considérable (1). Mais cette terre noire, que nous avons regardée comme un produit direct de la steppe, n'a rien de commun avec le loess. Aussi nous sera-t-il permis de conclure que si l'idée de M. de Richthofen est bonne à retenir pour expliquer l'origine première de certaines accumulations de loess, le rôle attribué aux vents et surtout à la végétation est vraisemblablement très exagéré.

Caractère subaérien du loess. — Laissant de côté, pour y revenir plus tard, le phénomène qui a fait de la couche superficielle du loess un limon rouge décalcifié, nous trouverons que le caractère fondamental de cette formation est de s'être constituée *dans une atmosphère oxydante*. Tandis que les boues morainiques et les vases des rivières, souvent aussi chargées de calcaire que le loess, sont d'un gris bleuâtre, tant par les matières organiques qu'elles renferment que par l'état des sels de fer qui s'y trouvent contenus, le loess ne

(1) V. *antè*, p. 340.

Digitized by Google

contient pas de substance organique et le fer y est déjà, en majeure partie, à l'état de peroxyde, comme en témoigne la couleur jaune du dépôt. Comme d'ailleurs il n'y a guère dans le loess que des coquilles terrestres et des ossements de quadrupèdes, il en résulte que ce dépôt a dû se faire *à l'air libre* ou à peu près, c'est-à-dire, pour employer une expression plusieurs fois proposée, qu'il a une origine *subaérienne*.

Influence du ruissellement. — D'autre part, nous avons dit qu'à sa jonction avec les pentes contre lesquelles il s'appuie, le loess offrait des veines, de moins en moins inclinées vers le centre de la masse, de petits cailloux anguleux. Quelle est l'action capable de produire ces intercalations, si remarquables à Sangatte, sinon un *ruissellement* d'eaux pluviales, dégradant les pentes voisines et entraînant, suivant la force des eaux, tantôt des boues fines, tantôt des fragments de pierre, sans que, d'ailleurs, il y ait jamais eu concentration des eaux dans des rigoles, où se seraient produits les phénomènes ordinaires de l'alluvionnement? Ainsi le *ruissellement*, maintes fois répété, par des couches d'eau toujours assez minces pour laisser à l'air un libre accès, telle est la cause qui, avec un régime de précipitations atmosphériques particulièrement abondantes, nous paraît seule capable d'expliquer la manière d'être du loess. Par là, les particules enlevées aux régions les plus hautes ont dû descendre peu à peu, sous forme de boue fine, par un mouvement assez lent pour respecter la fragilité des coquilles terrestres et peut-être sans interrompre la végétation sur les pentes, alors garnies d'une flore en rapport avec l'extrême humidité et la douceur relative du climat. D'ailleurs, dans ce mouvement de descente, les boues pluviales devaient arriver fréquemment jusqu'au niveau des crues des cours d'eau et ainsi, comme sur les bords du Mississipi, le loess, à sa terminaison inférieure, se confondait plus ou moins avec l'alluvion impalpable, déposée par les parties sans vitesse de la nappe débordée.

Quant aux plateaux qui se montrent aujourd'hui revêtus de loess, sans qu'il y ait, dans le voisinage, des hauteurs d'où la boue ait pu descendre, il faut réfléchir d'abord que les influences éoliennes ont pu suffire, à la rigueur, pour y amener une couche, toujours peu épaisse, de poussières que la pluie aurait transformées en loess. En outre, quel n'a pas dû être, pendant les périodes miocène et pliocène, le travail de l'érosion sur des plateaux alors émergés, tels que ceux du nord de la France, et combien en est-il, aujourd'hui dénudés d'une manière absolue, qui portaient autrefois de nombreux témoins de formations diverses, dont les derniers débris peuvent se présenter à nous sous la forme du loess?

Origine possible des éléments du loess. — Nous reconnaissons sans peine que cette explication n'écarte pas toutes les difficultés. En particulier, elle ne rend pas compte de l'absence ou de la rareté du loess sur des plateaux tels que ceux de la Bretagne et du Limousin, où le ruissellement n'a pourtant pas dû faire défaut. Dans nos régions, les surfaces sur lesquelles se déploie le loess

Digitized by Google

sont, d'une part les vallées largement ouvertes des grands fleuves, d'autre part la cuvette anglo-parisienne et les plaines du nord de l'Europe, ou plutôt leur bordure méridionale. Cela semble indiquer que, si la *distribution* du loess résulte du ruissellement, *l'origine première* des matériaux qui composent ce dépôt pourrait être en rapport assez direct avec l'œuvre des glaciers et celle de l'alluvionnement. Peut-être les boues glaciaires et les vases impalpables des grandes crues quaternaires, oxydées à l'air et plus ou moins dispersées par les vents, en ont-elles fourni en partie les premiers éléments. Peut-être aussi l'argile à silex et les dépôts sidérolithiques, si abondamment répandus dans le voisinage des surfaces occupées par le loess, ont-ils contribué à sa formation. De cette manière, il y aurait une part de vérité dans chacune des théories qui ont été successivement proposées. Mais ce qui domine tout à nos yeux, c'est l'évidence du *ruissellement*, et il nous semble que le loess apporte surtout la preuve décisive d'un régime de *pluies diluviennes*, ayant régné pendant les premières phases de l'époque quaternaire.

Age du loess. — L'âge de ce dépôt nous paraît nécessairement multiple comme celui des graviers. A commencer par les nappes des plateaux, il a dû se produire une suite indéfinie de loess depuis l'établissement du grand régime pluvial de l'époque quaternaire. Le loess de la Hesbaye est sans doute plus récent que celui de l'Artois, qui lui-même, en certains points, peut être d'une date postérieure à celle du loess qui couvre les bruyères de Sèvres, dans la région parisienne. Mais tous sont vraisemblablement compris entre l'époque de l'*Elephas meridionalis* et l'apparition du régime sec et froid de l'âge du renne. Le plus grand nombre date probablement de la phase caractérisée par l'*Elephas primigenius*. Il n'est pas impossible qu'à ce moment et avant l'établissement du froid sec, la fonte des glaces sur une large échelle ait coïncidé avec un redoublement des pluies, produisant un ruissellement universel et des inondations générales.

Il convient, bien entendu, de ne point considérer comme *loess* les dépôts de boue qui se forment encore de nos jours, à la suite de trombes, aux dépens de limons préexistants. C'est ainsi que parfois de grandes pluies entraînent le limon des plateaux jusqu'au fond des vallées picardes, et l'étalent *sur la tourbe*. Or, quelle que soit la date de sa formation, la boue qui coule à l'air libre a toujours le même caractère et pour ce motif le loess ne porte en lui-même, pas plus que les graviers d'alluvions et les moraines, aucun signe qui permette d'en déterminer l'âge.

Limon rouge et zone à cailloux éclatés. — Il nous reste à parler de cette couche rubéfiée qui recouvre, avec des apparences de ravinement, tous les dépôts sous-jacents et qu'on observe aussi bien sur les plateaux et sur les pentes que sur le fond des vallées. Quand elle repose sur le loess, cette couche consiste en un *limon* d'un brun rouge foncé, donnant une excellente terre végétale, la *terre à betteraves* du nord, et se distinguant surtout du loess par

Digitized by Google

l'absence de tout élément calcaire, ce qui en fait une *terre à briques*, tandis que le loess calcarifère jaunâtre ou ergeron est impropre à cet usage. En outre, sur un grand nombre de points, ce limon contient à sa base des esquilles et des éclats anguleux de silex à patine blanche. Ce caractère a été bien mis en lumière par M. N. de Mercey, et le même auteur a montré qu'il pouvait également servir à distinguer la partie rubéfiée des graviers non recouverts par le loess. Dans ce cas, en effet, malgré les apparences de ravinement qui frappent de loin l'observateur, un examen attentif permet presque toujours de constater que *les mêmes veines de cailloux et de sable* se poursuivent de la partie grise à la zone rouge superficielle, sans interruption ni dérangement au passage de la limite commune. Seulement les éclats anguleux de silex, absents dans les alluvions grisâtres, abondent dans la zone rubéfiée. En outre, dans cette dernière, on voit beaucoup de silex roulés ou, comme dans le Marquenterre, de véritables galets marins, encore entiers en apparence, mais déjà fendillés, crevassés et partagés en fragments anguleux, que le moindre choc suffit à séparer. En opérant cette séparation, on reconnaît que les surfaces de division sont déjà revêtues de la patine blanche, indice de l'action prolongée des eaux d'infiltration. On a donc pu dire que le diluvium rouge était par excellence un diluvium à cailloux anguleux, et toute théorie relative à son origine devra tenir compte à la fois de la présence des *éclats de silex*, de la *rubéfaction* du dépôt et de la *disparition du calcaire*.

Hypothèse atmosphérique. — M. Van den Broeck a cherché à expliquer les caractères du diluvium rouge par l'action des eaux météoriques, plus ou moins chargées d'acide carbonique (1). La pénétration de ces eaux dans le loess eût suffi pour dissoudre le calcaire en l'entraînant dans la couche inférieure, en même temps que l'air contenu dans l'eau, en suroxydant les sels de fer, donnait au limon cette teinte brune qui, partout, distingue la terre à briques du loess calcarifère sous-jacent. De cette manière, les dépôts autrefois qualifiés de diluvium rouge ne seraient qu'une des manifestations de ce grand phénomène de *métamorphisme extérieur* qui se poursuit à la surface du sol, quel que soit le substratum, partout où l'air et l'eau ont un libre accès.

Si cette hypothèse rend suffisamment compte de la couleur et de la décalcification du limon; s'il est vrai que, sous nos yeux, l'exposition à l'air des anciennes moraines glaciaires leur fasse subir une transformation analogue (2), il semble que l'intervention d'un autre agent soit nécessaire pour expliquer le fait des éclats de silex. M. N. de Mercey a le premier cherché dans l'action du froid la cause de cette division des cailloux en fragments esquilleux, et, pour cette cause, il a réservé au diluvium rouge la qualification de diluvium *glaciaire*, par opposition aux alluvions, dont l'origine fluviale ne peut être mise en doute.

Hypothèse glaciaire. — Mais le froid ne produit pas à lui seul l'éclatement

(1) *Mémoire sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels.* Bruxelles, 1881.
(2) Alph. Favre, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 465.

Digitized by Google

des silex. Les variations brusques de la température y contribuent plus efficacement et l'on sait que souvent les silex, fraîchement extraits de la craie et retenant encore leur eau de carrière, éclatent spontanément à l'air libre, même dans les pays chauds. Dans ces circonstances, nous inclinons à croire qu'il y a lieu d'appliquer au phénomène en question une ingénieuse explication récemment proposée par M. S. V. Wood (1). Cet auteur regarde le limon rouge à silex anguleux comme le résultat des alternatives de gelée et de dégel sur la partie superficielle d'un sol qui, à une certaine époque, devait être constamment gelé dans la profondeur, comme cela se produit de nos jours en Sibérie. Ces alternatives avaient pour résultat de rendre, quel que fût le substratum, l'écorce superficielle plus meuble, d'y faire pénétrer l'eau et l'oxygène jusqu'à la profondeur où la congélation était permanente et de soumettre les objets contenus dans cette écorce, notamment les silex, à des changements de température tout à fait propres à les faire éclater. Le séjour des éclats dans cette masse fréquemment amenée à l'état de boue liquide devait d'ailleurs y faire naître la patine blanche, indice d'une altération de surface. Dans les parties horizontales, la couche externe s'altérait sur place, la transformation se faisant sentir à des profondeurs inégales, ce qui a produit les apparences de ravinement, et l'action de la pesanteur entraînait peu à peu, au fond du dépôt, périodiquement réduit en bouillie, les cailloux d'abord répandus à sa superficie. Sur les parties inclinées, le limon, devenu meuble par son mélange avec la neige fondue, pouvait se déplacer par glissement, et ainsi s'expliquent les faits de *ravinement réel* sur lesquels on s'est parfois fondé pour repousser la théorie de l'altération atmosphérique et revendiquer l'indépendance du diluvium rouge. D'autres fois même, la boue à silex éclatés, entraînée dans les fentes du sol, y aurait donné naissance aux brèches et au limon des cavernes, si remarquables par leurs cailloux anguleux et leur parfaite ressemblance avec le diluvium rouge de la surface. Le même effet, s'exerçant non plus sur du loess, mais sur du gravier, y aurait déterminé la formation de la zone rubéfiée, avec éclatement complet ou partiel des cailloux et galets.

Ainsi, au lieu d'être un simple phénomène atmosphérique, se poursuivant de nos jours dans la même mesure qu'aux époques précédentes, la production de la zone rubéfiée serait, en majeure partie, l'œuvre d'une phase déterminée de l'époque quaternaire, celle où un froid sec et rigoureux devait entraîner la congélation permanente du sol à une certaine profondeur.

§ 4

TUFS, CAVERNES, TOURBIÈRES

Tufs calcaires. — Les tufs calcaires de formation ancienne sont assez abondants sur les flancs des vallées, où ils attestent la puissance des sources à

(1) *Geol. Magazine*, 1882, pp. 339, 411.

Digitized by Google

l'époque quaternaire. Il est naturel en effet qu'un régime pluvial assez intense pour alimenter de grands cours d'eau et soumettre toutes les pentes au ruissellement, ait aussi accru l'importance des phénomènes d'infiltration. Tantôt ces tufs sont terreux et sans cohésion, tantôt leur compacité permet de les employer aux constructions. Les exemples en sont nombreux dans le bassin de la Seine ; nous mentionnerons seulement l'un des gîtes les plus intéressants, celui de la Celle, près de Moret. Le tuf de la Celle repose sur les alluvions anciennes du fond de la vallée de la Seine : il comprend, de haut en bas, sous une épaisseur de 8 à 15^{m}, une couche de tuf concrétionné à *Ficus carica ;* un tuf à *Zonites, Helix, Clausilia ;* une marne rosée à *Helix* et *Cyclostoma ;* enfin un tuf homogène fin avec marne verdâtre, à ossements de *Sus, Castor, Cervus* (1).

L'ensemble des fossiles indique un climat plus humide et plus tiède que le climat actuel de la région, avec une diffusion plus uniforme de la faune et de la flore européennes. Pour expliquer la présence, dans la flore de la Celle, du figuier, du laurier, de l'arbre de Judée, coexistant avec l'érable sycomore, il suffit d'une différence de 4 à 5 degrés dans la température moyenne annuelle, différence qui, de nos jours, est réalisée en France, pour une même latitude, au profit des stations maritimes de l'ouest.

Un autre tuf calcaire très célèbre est celui de Cannstadt en Würtemberg, dont la flore, où M. Heer a déterminé 29 espèces, se compose de chênes, de peupliers, d'érables, de noyers et autres arbres vivant encore dans la contrée ; ces restes sont associés à des coquilles terrestres, *Helix bidens* et *Zonites acies*, cette dernière identique avec une espèce de Moret, et à des ossements d'*Elephas primigenius.*

La flore et la faune de La Celle sont assez voisines de celles de Cannstadt pour qu'on admette le synchronisme des deux gisements. Dans ce cas, La Celle fournirait une nouvelle preuve que les vallées du bassin de Paris étaient déjà creusées et presque entièrement déblayées à l'époque du mammouth.

Nous citerons encore les tufs de Roquevaire, près de Marseille, avec empreintes de palmier nain ; ceux des environs de Montpellier, de Massa-Maritima en Toscane, de Lipari ; il en existe de remarquables dans toute l'Algérie, particulièrement à Tlemcen, et jusque dans le Sahara, par 33 degrés de latitude, enfin dans le désert de Tripoli. Tous ces tufs, indices de sources puissamment alimentées, se montrent exclusivement dans les régions soustraites à l'envahissement des glaciers, sur des points où habitaient alors les éléphants, et attestent l'humidité d'un climat dont les conditions étaient communes à l'Afrique septentrionale et à la France. A cette époque, le saule cendré se montrait à Tlemcem aussi bien qu'à Moret et à Cannstadt, et le laurier, le figuier, le gainier existaient en Algérie comme en Provence et à La Celle (2).

Cavernes et brèches à ossements.— Dans tous les pays où le sous-sol est con-

(1) Tournouër, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 646.
(2) De Saporta, *Revue des Deux Mondes*, 15 octobre 1881.

Digitized by Google

stitué par un calcaire suffisamment solide, on voit s'ouvrir, sur les flancs des vallées, des grottes et des cavernes capricieusement ramifiées et dont nous avons attribué l'origine à l'action des cours d'eau souterrains (1). Ces cavernes ayant dû être creusées au fur et à mesure de l'approfondissement des vallées, il est naturel, d'une part, que les phènomènes d'alluvionnement s'y soient fait sentir, d'autre part, que les pluies y aient fait pénétrer, à plus d'une reprise, des terres venant de la surface. Aussi est-il beaucoup de cavernes où des dépôts de sable, de gravier et de limon se sont introduits par les ouvertures libres ou déposés par l'action des courants intérieurs, sans que rien d'essentiel distingue ces dépôts de ceux qui se sont formés au dehors. D'ailleurs les eaux d'infiltration n'ont pas manqué, à diverses reprises, de donner naissance à des revêtements d'incrustation, et ainsi les alluvions et les limons des cavernes, avec *Ursus spelæus*, *Hyæna spelæa*, *Felis spelæa*, etc., peuvent alterner plusieurs fois avec des *planchers stalagmitiques*, dont chacun correspond à une période de calme, pendant laquelle l'infiltration s'exerçait librement sur les parois et le fond.

A l'époque où vivaient les grands herbivores disparus, l'homme ne paraît pas avoir recherché particulièrement l'habitation des cavernes. Il en était autrement à l'époque dite *magdalénienne*, alors que les précipitations atmosphériques étaient devenues beaucoup moins abondantes et que probablement un froid excessif, cause de l'émigration ou de la mort des éléphants et des rhinocéros, obligeait les habitants de l'Europe à chercher un abri dans les cavernes. C'est alors que les silex taillés et les ossements humains s'y sont entassés avec ceux des hyènes dont ces grottes avaient été les repaires, et ceux des animaux, rennes, chevaux, etc., que l'homme chassait pour les besoins de sa nourriture. Durant cette phase, il ne s'est déposé dans les cavernes ni graviers ni planchers stalagmitiques. Mais il s'y est formé une terre rouge, véritable *limon des cavernes*, pouvant devenir une brèche à ossements et à silex et *identique de tous points avec la partie rubéfiée du loess des plateaux et des pentes*. C'est ce même limon rouge qui, remplissant les fentes des calcaires, a donné naissance aux *brèches ossifères*, telles que celles du plateau de Santenay, dans la vallée de la Saône, remarquables, en général, parce que les squelettes y sont entiers, comme si, surpris par l'effondrement du sol sous leurs pieds, les animaux étaient tombés dans des gouffres béants que la neige, sans doute, leur dissimulait.

Grottes diverses. — Des cavernes à ossements s'observent à diverses hauteurs sur les flancs des vallées pyrénéennes, et M. Garrigou (2) a signalé une relation entre leur altitude et les restes qu'elles renferment. Ainsi les produits de l'industrie humaine se rencontrent, associés à ceux des *Ursus spelæus*, *Hyæna spelæa*, *El. primigenius*, etc., 1° dans les cavernes situées entre 150 et 200^{m} au-dessus du fond des vallées; 2° dans les couches les plus profondes des cavernes inférieures. C'est à une altitude bien moindre que se rencontrent les grottes de

(1) V. *antè*, p. 241.
(2) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIV, p. 396.

Digitized by Google

l'âge du renne, et enfin les animaux domestiques n'apparaissent qu'à l'entrée des cavernes ou à la surface de tous les autres dépôts.

En Belgique, les cavernes ou abris de la vallée de la Lesse présentent, à leur base, une couche de graviers d'origine fluviale, de l'âge du mammouth, que surmonte l'argile jaune à blocaux de l'âge du renne. Cette dernière, à l'exception des *Ursus ferox* et *Felis spelæa*, ne contient que des espèces actuelles ou émigrées. C'est dans cette terre à blocaux qu'ont été trouvés les crânes humains de Furfooz et du Trou du Frontal.

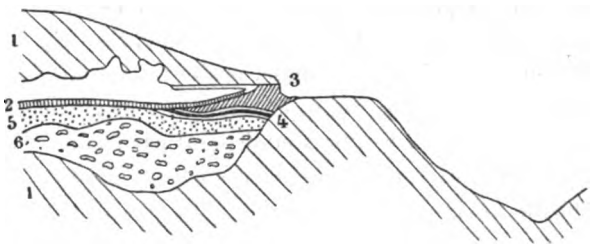

Fig. 557. — Coupe de la caverne de Brixham (d'après Ramsay).
1, calcaire dévonien; 2, plancher stalagmitique; 3. brèche; 4, couche noire; 5, limon des cavernes; 6, cailloux roulés.

La figure 557 représente la caverne de Brixham, en Angleterre, intéressante par l'association qu'elle présente des diverses sortes de dépôts.

Origine de la terre des cavernes. — L'explication proposée par M. S. Wood pour l'origine du limon rouge à cailloux anguleux rend bien compte aussi de la formation du limon des cavernes. Tandis que l'état de congélation du sol, en empêchant les infiltrations profondes, suspendait le phénomène des revêtements stalagmitiques, par les fentes du terrain, comme par l'orifice libre des cavernes, s'introduisait la bouillie limoneuse provenant du dégel de la saison chaude ; et cette bouillie amenait avec elle les éclats de silex, empâtant dans sa masse les ossements et autres produits épars sur le sol des grottes. Comme d'ailleurs ce phénomène paraît s'être produit à l'époque où le renne dominait dans nos contrées, on peut dire que la *terre des cavernes* est caractéristique de l'âge du renne, sans préjudice des graviers et cailloutis plus anciens qu'elle recouvre et qui appartiennent à des phases antérieures. Le mammouth apparaît encore dans la terre des cavernes; mais il s'y fait rare. Quant à l'abondance des ossements de renne, il faut tenir compte de ce qu'ils ont été souvent entassés par la main de l'homme, qui les recherchait pour en extraire la moelle.

Tourbières, habitations lacustres, Kjoekkenmoeddings. — Les tourbières appartiennent, par leur début, à l'époque quaternaire, dont elles marquent la dernière phase. Tel est du moins le cas des tourbières de la Somme, dont l'établissement a coïncidé avec le retour du régime humide, interrompu pendant l'âge du renne. Nous ne nous étendrons pas longuement sur cette ère des tourbières et des habitations lacustres, qui, sur notre sol, touche à l'époque historique et pendant laquelle une population connaissant la pierre polie, les animaux domestiques, les céréales et bientôt l'usage du bronze, a vécu, notamment sur les bords des grands lacs suisses, dans des habitations sur pilotis dites *palafittes* ou *habitations lacustres*.

Digitized by Google

C'est à cette phase, ou du moins à son début, qu'appartiennent les *Kjoekkenmoeddings* (1) (*kitchenmiddens*) ou *déchets de cuisine* observés sur les bords de la mer en Danemark, en Angleterre et même en Portugal, à l'embouchure du Tage. Ce sont des monticules, longs de 100 à 300 mètres, larges de 40 à 50m, hauts de 2 ou 3m, et constitués par l'entassement de coquilles marines, telles que *Cardium edule*, *Ostrea edulis*, *Lutraria compressa*, que l'homme rejetait sur le bord après avoir fait sa nourriture des mollusques qu'elles contenaient. Avec les coquilles on trouve quelques silex taillés et de rares ossements. Ceux de renne font défaut, tandis qu'on rencontre les genres *Urus*, *Cervus*, *Canis*. Ainsi le renne avait déjà émigré vers le nord; mais les instruments de bronze n'étaient pas encore en usage. On les trouve dans les tourbières du Danemark, en compagnie du pin d'Ecosse et d'autres arbres qui, depuis, ont disparu de la contrée.

Des dépôts de tourbe, par lesquels l'époque quaternaire se relie insensiblement à l'époque historique, abondent sur le littoral de la mer du Nord, où ils alternent plusieurs fois avec des vases bleues à coquilles marines, indice de la lutte qui avait lieu entre la terre ferme et l'océan.

§ 5

ANCIENNE EXTENSION DES GLACIERS

Alluvion ancienne. — Dans les régions montagneuses, par exemple dans les Alpes, les dépôts quaternaires consistent principalement en moraines et conglomérats glaciaires, habituellement superposés à une nappe de cailloux roulés qualifiée d'*alluvion ancienne* et reposant directement, à Genève, sur la mollasse. Il n'est aucunement prouvé que cette alluvion soit quaternaire, auquel cas elle serait tout au plus de l'âge de l'*Elephas antiquus*. Peut-être appartient-elle au pliocène supérieur à *E. meridionalis*. En effet, ce dépôt, dans les environs de Genève, occupe des altitudes qui peuvent différer parfois de 200 à 300m (2). Pour M. Lory (3), la régularité de cette alluvion, dans les vallées de la Suisse et du Dauphiné, est telle qu'on doit la considérer comme le résultat d'un phénomène très général, ayant amené la mer jusqu'au pied des Alpes, où ses eaux se mêlaient à celles des torrents. Plus tard, un relèvement se serait produit, par suite duquel les vallées, d'abord remplies d'alluvions, auraient été affouillées sur une profondeur capable d'atteindre 300m.

Preuves de l'extension glaciaire. — Blocs erratiques. — Par dessus l'alluvion ancienne vient le terrain glaciaire, véritable boue morainique à cailloux striés, résultat des oscillations de glaciers qui, au moment de leur plus grande extension, couvraient la majeure partie du massif alpin, lançant des émissaires de glace jusqu'aux portes de Lyon. La preuve de cette ancienne exten-

(1) Ou, plus exactement, *Kjoekkenmoeddinger*.
(2) Alph. Favre, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 465.
(3) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 468.

Digitized by Google

sion, si bien devinée par Charpentier, est fournie par les magnifiques surfaces polies et moutonnées qu'on voit à découvert, sur les parois des glaciers actuels de la Suisse, jusqu'à près de 1000 mètres au-dessus du niveau que leur surface atteint aujourd'hui. Elle n'est pas moins claire dans ces nombreux blocs erratiques, surtout ceux de protogine du mont Blanc, portant avec eux leur marque de provenance et perchés par la glace sur les flancs du Salève et du Jura. Même il en est qui ont pu franchir cette dernière chaîne, vers 1200^{m} d'altitude, pour tomber ensuite dans le domaine des glaciers jurassiens, lesquels, faisant pour les blocs alpins l'office de relayeurs, les ont distribués tantôt dans la plaine de Pontarlier, tantôt sur les pentes du mont Poupet (1).

De nombreux blocs erratiques alpins ont ainsi parcouru des distances de 200 et même 300 kilomètres. Les plus gros sont le *Pflugstein*, originaire des Alpes glaronaises, aujourd'hui échoué près de Zürich et dont la hauteur atteint 20^{m}; la *Pierre-à-Bot*, venue du Valais et perchée sur le Jura, près de Neuchâtel, a 16^{m} de long sur 5^{m} de large et 13^{m} de haut. Enfin la pierre des Marmettes, près de Monthey, originaire du Val Ferret, a 20^{m} de long sur 10^{m} de large et presque autant de haut.

Ancien glacier du Rhône. — L'étude attentive des blocs erratiques, des anciennes moraines et des roches striées ou polies a permis de reconstituer avec une grande exactitude la géographie des glaciers quaternaires. L'un des mieux connus est celui du Rhône, décrit par MM. Falsan et Chantre (2). Ce glacier a semé ses moraines sur 400 kilomètres, depuis le Schneestock, dans le Haut Valais, jusqu'au plateau des Dombes et au coteau de Fourvières, en face de Lyon. Ses nèvés s'élevaient à 3550^{m} d'altitude et sa puissance verticale mesurait en certains points de 1200 à 1680^{m}, selon M. Alph. Favre. Sa surface s'abaissait assez rapidement à la sortie des massifs montagneux et descendait de 1100^{m} d'altitude à la montagne de Lachat, dans le Bugey, aux environs de 300^{m}, à Fourvières et à Bourg. La partie supérieure des conglomérats et alluvions de la Bresse est due à ce glacier, dont la moraine frontale formait, à son débouché dans la plaine, un immense cône de déjection, étalé en éventail sur une étendue de 100 kilomètres entre Vienne et Bourg. Des blocs énormes ont été charriés par la glace jusque dans ces parages. A Belley, un bloc de phyllade à moitié détruit cube encore 378$^{m.c.}$; à Luzieu, un autre de même nature mesure 250$^{m.c.}$; au Rancé, à l'est de Trévoux, sur le plateau bressan, c'est la *pierre brune*, granite porphyroïde alpin de 100 mètres cubes. Aux environs de Vienne, les déjections du glacier du Rhône se mêlent plus ou moins avec celles des anciens glaciers delphino-savoisiens. Là, une masse de chloritoschiste de 624 mètres cubes repose au milieu de la plaine.

Autour des anciennes moraines du bassin du Rhône s'étale une puissante formation de *lehm* ou loess, qui atteint des cotes supérieures à 300^{m} et où les

(1) Benoît, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 61.
(2) *Monographie des anciens glaciers du Rhône*, Lyon, 1880.

Digitized by Google

restes d'*Ursus spelæus* et *Elephas primigenius* sont associés à *El. antiquus*, *E. intermedius* et *Rhinoceros Jourdani*. Les vestiges de l'industrie humaine y font défaut, tandis qu'ils abondent, à 100m plus bas, dans les graviers à *El. primigenius* de la vallée de la Saône (1).

Pyrénées, Vosges, Auvergne. — Les Pyrénées, aujourd'hui si dépourvues de glaciers, alimentaient, à l'époque quaternaire, des fleuves de glace de 50 à 70 kilomètres de longueur. Celui de la vallée de la Pique n'avait pas moins de 900m de puissance à Luchon, et le glacier d'Argelès, reconstitué par Collomb et Martins, mesurait encore plus de 400m à son débouché dans la vallée du Gave. Ce dernier glacier a laissé, comme traces de son passage, de magnifiques surfaces polies et striées sur les rochers calcaires de Lourdes. Longtemps protégées contre la destruction par une couverture de gravier morainique, ces surfaces ont apparu dans toute leur fraîcheur lors du déblaiement opéré pour le dégagement des abords de la basilique.

Les Vosges, dont l'altitude atteint 1400m, l'Auvergne, dont les principaux sommets dépassent 1800m, ont eu aussi leurs glaciers quaternaires, dont l'expansion a dû coïncider avec plus d'une éruption volcanique. Les preuves en ont été fournies, pour l'Auvergne, par les observations de M. Julien. Ainsi se sont formées les anciennes moraines, avec gros blocs de granite, de la vallée de la haute Dordogne et celle qui, dans les Vosges, barrant au sud le lac de Gérardmer, l'oblige à chercher une issue par la gorge de la Vologne.

Anciennes oscillations des glaciers. — L'extension des glaciers a subi, sous le rapport de l'intensité du phénomène, des phases diverses, et quelquefois l'extrémité libre des masses de glace s'est retirée assez loin et assez longtemps pour que, sur l'ancienne moraine, il s'établit des lacs où se formaient des lignites. Puis une recrudescence des précipitations neigeuses est survenue, qui a déterminé le recouvrement des lignites *interglaciaires* par une nouvelle moraine. C'est ainsi que s'expliquent les lignites d'Utznach, de Dürnten et Wetzikon, près de Zurich, où l'on a trouvé des restes de *Rhinoceros etruscus*, *Bos primigenius*, *Elephas antiquus*, avec une flore comprenant le sapin, le pin des montagnes, l'if, le chêne rouvre, le noisetier, le myrtil. Cette végétation, à peu près identique avec celle du *forest-bed* de Norfolk, atteste à quel point le voisinage des grands glaciers influait peu sur la température générale, et combien celle-ci était éloignée d'une excessive rigueur. Des alternatives de ce genre se montrent dans tous les anciens districts de glaciers, notamment en Angleterre, où, pas plus qu'ailleurs, il n'est nécessaire de recourir à l'hypothèse de plusieurs époques distinctes de froid. L'inévitable irrégularité des précipitations neigeuses, pendant la phase humide de l'époque quaternaire, suffit à justifier de telles oscillations.

Remarquons du reste que l'existence des lignites ne suppose pas toujours l'interruption du phénomène glaciaire, le combustible fossile pouvant provenir

(1) Arcelin, *Revue des Questions scientifiques*, Bruxelles, janvier 1881.

Digitized by Google

d'une forêt détruite par la glace et dont les débris seraient venus s'entasser en un point de la moraine.

Localisation des anciens glaciers. — Le fait que les anciens *polis* glaciaires se montrent à nous, sans la moindre discontinuité, du haut en bas des gorges aujourd'hui occupées par les glaciers, prouve jusqu'à l'évidence que ces gorges étaient déjà creusées, dans leurs dimensions actuelles, quand le phénomène glaciaire a commencé ses manifestations. Cette conclusion est pleinement d'accord avec celle que nous a fournie l'étude des dépôts des pays de plaines. D'ailleurs quelle qu'ait été, dans les Alpes, l'étendue des champs de glaces, il n'y a pas eu de *calotte continue*, mais seulement de grands glaciers distincts, capables, en raison de leur énorme puissance et de leurs nombreux affluents, de pousser leur extrémité libre jusqu'à une distance considérable des champs d'alimentation (1), comme aussi de cheminer parfois, en vertu de leur pente générale, sur un sol où les détails du relief pouvaient être discordants avec le sens de la marche. Les observations de M. Lory ont établi que, dans les Alpes dauphinoises, il ne s'était formé de glaciers, à l'époque quaternaire, que sur les massifs dont les sommités atteignent, aujourd'hui, une altitude de 1600 mètres au moins (2). La vallée de la Durance, de Sisteron à la mer, n'a jamais laissé reconnaître aucun vestige de l'action glaciaire, et il en est de même des Alpes Maritimes, dont le déversoir était alors le Var, démesurément agrandi (3). A plus forte raison les manifestations glaciaires du Plateau central et des Vosges devaient-elles être localisées dans le voisinage des principaux sommets. La même conclusion s'applique à l'Angleterre, aux montagnes Rocheuses, ainsi qu'aux glaciers quaternaires des Alleghanies. Quant à la Scandinavie, non seulement le sens des stries et la forme des roches moutonnées y indiquent des glaciers distincts et définis, quoique largement étalés, mais la profusion des blocs erratiques, que les *ice-bergs* ont semés sur l'Allemagne du Nord, prouve que partout ces glaciers devaient être dominés par des crêtes rocheuses, dont les débris se disséminaient à leur surface.

§ 6

BOULDER-CLAY. PLAGES SOULEVÉES

Drift, Till, Boulder-clay. — Dans les régions septentrionales, comme l'Écosse, le nord de l'Angleterre et le Canada, le sol est presque partout recouvert d'un manteau de dépôts quaternaires, d'origine glaciaire, constituant le *diluvium* ou *drift*, ou encore le *terrain erratique* des pays du Nord. Le terme le plus caractéristique de cette formation est le *till* des géologues écossais, argile tenace, sans stratification, contenant des pierres disséminées en désordre et sans que rien,

(1) Voir *antè*, p. 281, les considérations exposées sur le régime des glaciers.
(2) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 348.
(3) De Saporta, *Revue des Deux Mondes*, 15 septembre 1881.

Digitized by Google

dans leur disposition, accuse l'action de la pesanteur. Quand ces pierres sont abondantes, le *till* prend le nom de *boulder-clay* ou *argile à blocaux*.

En général les pierres de ce dépôt ont des formes anguleuses, mais à contours plus ou moins émoussés, et beaucoup d'entre elles sont polies et striées, de telle sorte que leur origine glaciaire est incontestable. Leur composition n'est pas partout la même et se ressent beaucoup de celle des régions voisines; ainsi, dans un district gréseux, le *till* est chargé de blocs de grès; dans une région volcanique, les roches ignées abondent (1).

Le till atteint sa plus grande épaisseur dans les terres basses; dans les hautes vallées, il tend à se distribuer en terrasses; sur les plaines, sa surface est généralement ondulée, formant quelquefois des crêtes allongées, arrondies et parallèles à la direction de la principale vallée du district; s'il rencontre des massifs rocheux formant saillie, il s'accumule de préférence sur l'un des côtés.

La roche sur laquelle repose le till est toujours polie et striée, et la direction des rayures, souvent indépendante de la pente du sol au point observé, coïncide du moins, en général, avec l'orientation des vallées principales. Enfin, dans le voisinage, les collines et les montagnes offrent des contours sensiblement arrondis, surtout quand on les regarde d'en haut. A tous ces caractères, on reconnaît dans le till un dépôt à la formation et à la distribution duquel les glaces ont dû avoir une part prépondérante.

Graviers marins du boulder-clay. — Mais ce n'est pas tout, et fréquemment, surtout dans ses parties les plus basses, le *boulder-clay* contient des cordons horizontaux de cailloux roulés, ainsi que des lits, des poches ou des lentilles de sable et de gravier (fig. 558). Ce phénomène ne peut pas toujours s'expliquer simplement par une fusion et une stratification opérées dans la moraine profonde d'un glacier ordinaire ou d'une calotte de glace sous l'action des courants sous-glaciaires, car dans bien des cas les sables et les graviers du *boulder-clay* contiennent des coquilles marines. Quand de tels graviers ne présentent aucun dérangement dans leur stratification, on peut penser que le glacier qui déposait l'argile à blocaux débouchait dans un estuaire, où les oscillations de son extrémité permettaient le mélange des dépôts marins avec ceux de la moraine. Dans ce cas, l'altitude actuelle du *boulder-clay* donne la mesure des changements survenus depuis dans le niveau du sol.

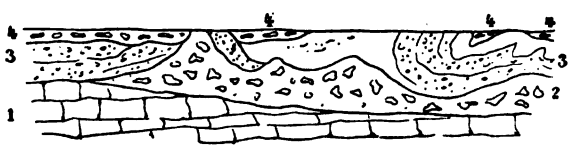

Fig. 558. — Coupe du boulder-clay près de Sunderland (d'après Ramsay)
1, calcaire magnésien du permien; 2, boulder-clay inférieur; 3, sables et graviers; 4, boulder-clay supérieur.

C'est ainsi que, dans la partie du Yorkshire où affleurent les couches liasiques et oolithiques, toutes les vallées qui débouchent à la mer sont plus ou moins remplies de *boulder-clay*, de sables et de graviers. A la pointe de Cromer, ces

(1) J. Geikie, *The great ice age.*

Digitized by Google

graviers, épais en certains points de 35m, renferment en leur sommet, à 40m au-dessus du niveau de la mer, des fragments de coquilles marines (1).

Dans la baie de Cayton, on observe, séparés par des graviers à fragments de coquilles marines, deux horizons de *boulder-clay*, dont le plus élevé forme une sorte de poche. Cette poche est tapissée par une argile à grain fin et une marne coquillière à paludines, restes d'une ancienne flaque d'eau stagnante de l'époque glaciaire. De même, en Écosse, on trouve des coquilles marines *in situ* à plus de 150m au-dessus du niveau de la mer. Dans le Cheshire, M. Prestwich a observé, intercalés entre deux nappes de *boulder-clay*, des graviers à coquilles marines à environ 360m d'altitude (2). Entre Berwick et l'embouchure de l'Humber, les espèces les plus abondantes de ces dépôts sont *Cardium edule*, *Cyprina islandica*, *Leda oblonga*, *Saxicava rugosa*.

A Moel Tryfan, près de Caernavon, un dépôt coquillier situé à 375m d'altitude et formé de sables à fausses stratifications, recouverts par un boulder-clay, contient *Cardium edule*, *Astarte borealis*, *Saxicava rugosa*, *Littorina littorea*, *Murex erinaceus*, *Trophon antiquum*, etc., et les cailloux striés abondent dans les dépôts du voisinage. M. Ramsay pense que l'ancien glacier débouchait en ce point dans la mer, dont les vagues remaniaient les matériaux de sa moraine.

Modes divers de formation du boulder-clay. — Les glaces côtières peuvent aussi donner naissance à un dépôt tout à fait semblable au *boulder-clay*. En effet, dans les terres arctiques, où les glaces côtières des fjords sont chargées de pierres et de graviers tombés des falaises voisines, ces glaces se détachent et fondent en été sous l'action des eaux plus chaudes des torrents. Alors la charge qu'elles portaient, tombant sur la boue d'alluvion des embouchures, y produit un véritable *boulder-clay* (3).

Quelquefois, les sables et graviers du *till* sont étrangement contournés et bouleversés, comme si, pris dans la moraine et poussés en avant par la glace, ils avaient subi des pressions énergiques. Le fait s'observe à Berwick sur Tweed, à Bridlington, sur les bords de l'Humber et en beaucoup d'autres points (4). Il n'est donc guère douteux que, plus d'une fois, des graviers préexistants aient été labourés et entraînés par la glace, qui a pu ainsi les porter à des hauteurs supérieures à celles qu'ils occupaient primitivement.

Mais il n'est pas absolument nécessaire de recourir aux glaciers proprement dits pour expliquer cet état de contournement de certains graviers marins du *boulder-clay*. Les observations de M. Youle Hind (5) ont montré que, sur la côte nord-est du Labrador, les glaces côtières, épaisses de 3 à 4 mètres, et les glaces flottantes, brisées par les tempêtes, sont jetées avec violence contre le rivage; le

(1) Ramsay, *Physical Geology*, 1878, p. 391.
(2) Ramsay, *loc. cit.*, 1878, p. 413.
(3) Observation recueillie lors de l'expédition polaire de Nares. — *Geol. Society of London*, 17 avril 1878.
(4) Ramsay, *Physical Geology*, 1878, pp. 386, 393.
(5) *Canadian Naturalist*, VIII. — *In* Ramsay, *Physical Geology*, 1878, p. 396.

Digitized by Google

courant arctique continuant à apporter son contingent d'*ice-bergs*, les blocs que ces derniers charrient finissent par monter sur les parties les plus basses de la côte, rayant et polissant les roches du rivage et poussant devant eux, avec une force irrésistible, tous les obstacles qu'ils rencontrent.

Enfin lorsqu'un bloc de glace chargé de gravier et pris dans une moraine vient à fondre, il en peut encore résulter des apparences de contournement analogues à celles qu'on observe dans les graviers du *drift*.

En résumé, le *till* et le *boulder-clay* à graviers sont des dépôts complexes, dus sans doute à des glaciers largement étalés, comme ceux du Groënland, et empiétant plus ou moins, par alternatives, sur le domaine maritime, de telle sorte qu'on y trouve à la fois les caractères des moraines profondes, ceux des moraines terminales subaériennes, enfin ceux des moraines sous-marines. On a cru quelquefois que ces dépôts s'étaient formés sous une calotte de glaces, couvrant uniformément toute la contrée. Mais partout où la question a été étudiée à fond, notamment dans le pays de Galles (1), on a presque toujours pu reconstituer les glaciers locaux auxquels la formation du *till* était due. Seulement ces glaciers étaient considérables; leur extrémité inférieure devait être très large et cheminer sans souci des détails secondaires du relief sous-jacent.

Ce qu'il importe de remarquer, c'est que ce relief était déjà constitué au début de l'époque quaternaire, car le boulder-clay a comblé des vallées dont les rivières ont ensuite repris possession d'une manière plus ou moins complète, en recreusant leur lit à travers le dépôt glaciaire (2).

Age et flore du boulder-clay. — La plupart des géologues anglais admettent qu'un premier dépôt de *boulder-clay* a précédé sur leur sol la formation des alluvions et du loess. Mais il en est survenu un autre, caractérisé par le grand nombre des morceaux de craie qu'il contient (d'où le nom de *chalky boulder-clay*) et qui s'est très certainement répandu par-dessus des limons avec silex paléolithiques (3). En réalité, la période du dépôt du boulder-clay doit avoir embrassé une longue durée, avec des alternatives diverses d'intensité, comme celles qui marquent habituellement le régime ordinaire des glaciers.

Les argiles du *till* ont été plus d'une fois, dans le cours de l'époque qui en a vu le dépôt, revêtues d'une végétation appropriée au climat qui régnait alors. D'après divers auteurs, la première flore glaciaire se serait montrée en Angleterre dans une couche qui sépare le *forest-bed* de Norfolk du boulder-clay. Cette couche, dite *arctic freshwater bed*, a fourni des os de *Spermophilus* et de glouton (4), en même temps que des plantes arctiques, telles que *Salix polaris*.

D'après M. Nathorst (5), les végétaux des argiles glaciaires de l'Europe se répartissent entre deux flores; l'une, plus ancienne, avec *Dryas octopetala*, *Salix*

(1) Keeping, *Geol. Magazine*, 1882, p. 251.
(2) Ramsay, *Physical Geology*, p. 530.
(3) Ramsay, *loc. cit.*, 1878, pp. 481, 544.
(4) Newton, *Geol. Magazine*, 1880, p. 484; 1882, p. 51.
(5) *Revue géol. suisse*, XII, p. 76.

Digitized by Google

reticulata, *Betula nana*, etc., est arctique; l'autre, à *Betula nana*, *B. odorata*, *Salix arbuscula*, serait subarctique et précéderait immédiatement la flore des tourbières, annoncée par l'apparition de *Betula verrucosa*.

Drift américain. — Le *boulder-clay* occupe des surfaces importantes dans les parties septentrionales de l'Amérique du Nord, où il a été produit par de grands glaciers locaux, striant et polissant les rochers sur leur passage et débouchant par endroits dans la mer, où l'argile à blocaux se mélangeait, comme celle d'Angleterre, avec des graviers à coquilles arctiques. Sa limite méridionale est voisine du 39e parallèle. Ce dépôt a labouré les anciennes forêts qui couvraient le pays à la fin de l'époque tertiaire et dont les débris sont enfouis à sa base sous forme tourbeuse. Les blocs erratiques ont parcouru parfois des distances de 1500 kilomètres et des morceaux de cuivre natif, originaires du lac Supérieur, se rencontrent jusque dans les États d'Indiana et d'Illinois.

La mer et les glaces flottantes ont certainement joué un rôle dans la diffusion du drift américain. Les preuves en sont nombreuses sur la côte du Labrador, où plus d'une strie a dû être produite par le frottement des graviers enchâssés à la base des glaces côtières.

Œsar. — Une des particularités des régions boréales où se rencontre le *boulder-clay* est la présence de traînées de cailloux et de graviers, formant des digues longitudinales connues, en Scandinavie, sous le nom d'*œsar*, dans l'Écosse et l'Irlande sous ceux de *kames* et d'*eskers*. Ces traînées peuvent résulter du remaniement par les eaux d'anciennes moraines, lors des mouvements divers que le sol a éprouvés depuis le commencement de l'époque glaciaire. Mais il est des cas où leur origine peut être expliquée par comparaison avec les circonstances actuelles de la côte septentrionale américaine. Là, des nappes de glace solide sont quelquefois recouvertes par des graviers avec restes d'*Elephas* et détritus végétaux (1). Des ravinements entament ces nappes jusqu'à une certaine profondeur, en y découpant tout un système de vallées, et si, quelque jour, la glace vient à fondre, les graviers qu'elle portait formeront, en s'affaissant, des levées alignées comme les *œsar*.

Plages soulevées. — Les graviers à coquilles marines, plus ou moins subordonnés au boulder-clay, font partie d'un ensemble de formations particulièrement répandues dans les pays du Nord et connues sous le nom de *plages soulevées* (*raised beaches*). Avec celles que nous avons déjà citées en Grande-Bretagne, les plus connues sont celles d'Uddevalla en Suède et de Beauport aux environs de Québec. Les coquilles de ces gisements, dont l'altitude varie de 30 à 200m, ont un caractère très décidément arctique.

On a quelquefois rangé dans la même catégorie des plages de galets marins qu'on observe sur les côtes de la Manche, par exemple dans le Marquenterre, entre la Somme et la Canche, ou encore aux environs de Sangatte et de Wissant (Pas-de-Calais). Mais il importe ici de faire une réserve. Le cordon littoral du Mar-

(1) V. *antè*, p. 296.

Digitized by Google

quenterre, large en quelques points de 4 à 5 kilomètres, n'est qu'à 11m au-dessus du niveau des mers moyennes, et telle est aussi l'altitude des anciennes plages du Pas-de-Calais. Il suffirait, pour que ces dépôts fussent remaniés par les vagues de nos jours, que le niveau des hautes mers se relevât de 5m. Or, en réfléchissant à la hauteur exceptionnelle que la marée atteint dans l'anse de Saint-Malo, il paraîtra vraisemblable qu'une surélévation du même ordre se soit produite quand le détroit du Pas-de-Calais n'existait pas. A ce moment, la Manche d'un côté, la mer du Nord de l'autre, formaient cul-de-sac, et les vagues, venant battre le rivage de l'isthme qui reliait l'Angleterre au continent, pouvaient facilement y déposer des galets à la hauteur où on les observe aujourd'hui (1). L'existence de ces plages, qui paraissent immédiatement antérieures au loess à *Elephas primigenius*, indiquerait que la rupture de l'isthme anglo-français est de date relativement récente. C'est au reste ce que confirme la similitude des mammifères quaternaires anglais avec ceux du continent.

§ 7

DÉPÔTS QUATERNAIRES DU NORD DE L'EUROPE

Terrain erratique du Nord. — La surface de la grande plaine du nord de l'Europe, depuis la Hollande jusqu'en Russie, est entièrement couverte d'un revêtement de sables, de graviers et de vases, où sont disséminés des blocs et des cailloux de provenance scandinavienne ou finlandaise. La limite méridionale de ce *diluvium* ou *terrain erratique du Nord* (*diluvium scandinave* d'Élie de Beaumont) est à peu près un grand cercle dont le centre serait aux environs de Stockholm et dont le rayon aurait plus de mille kilomètres.

Des blocs de roches de Finlande ont été transportés, sans perdre la vivacité de leurs arêtes, jusqu'à Moscou, à 600 kilomètres du lieu d'origine; d'autres sont arrivés jusqu'en Pologne. D'autres, rencontrés à Memel, proviennent du lac Onega, à 1000 kilomètres de distance. En général, les blocs erratiques de Russie proviennent exclusivement de la Finlande; ceux de Pologne offrent un mélange de cailloux finlandais et scandinaves; ceux de l'Allemagne du Nord viennent de la Scandinavie et des bords de la Baltique. Vers l'est, le terrain erratique s'élève à 400m d'altitude, tandis qu'à l'ouest il s'abaisse progressivement jusqu'au niveau de la mer.

Certains blocs erratiques ont des dimensions considérables; tels sont la « grande pierre » de grès de Belgard en Poméranie, qui mesure 840 mètres cubes, et le piédestal de granite de la statue de Pierre le Grand, à Saint-Pétersbourg, qui pèse 1500 tonnes. Il est évident que de tels blocs n'ont pu être transportés que par des *ice-bergs* détachés des glaciers scandinaves ou finlandais et

(1) *Carte géologique de France*, notice de la feuille de Montreuil (M. A. Potier).

Digitized by Google

flottant sur une mer qui occupait l'emplacement actuel de la Baltique, mais en empiétant considérablement sur l'Europe septentrionale.

Ainsi des galets de provenance scandinave ont été observés dans la Lusace jusqu'à 407^{m} au-dessus de la mer (1). Déjà on en avait trouvé dans la Suisse saxonne à 370^{m} d'altitude. Ces chiffres donnent la mesure de la submersion de l'Europe à l'époque quaternaire.

On constate d'ailleurs que la dimension des pierres diminue avec la latitude; les blocs de granite et de diorite, qui ont souvent plusieurs mètres de diamètre à Saint-Pétersbourg, atteignent rarement 1^{m} près de Moscou.

Restes organiques. — La rareté des restes organiques est remarquable dans le diluvium du nord. Elle s'explique d'ailleurs par le faible degré de salure d'une mer intérieure, constamment parcourue par les glaces flottantes. On ne trouve guère que quelques exemplaires de *Cardium edule* et *Buccinum reticulatum*. Le bassin de la Vistule est plus riche et contient les espèces suivantes : *Ostrea edulis*, *Cardium edule*, *Tellina solidula*, *Corbula gibba*, *Cyprina islandica*, *Buccinum reticulatum*, etc., c'est-à-dire un mélange de formes actuelles de la Baltique et de la mer du Nord avec d'autres plus nettement arctiques (2).

Quelques coquilles d'eau douce sont assez répandues dans certaines marnes subordonnées au diluvium. La plus abondante est *Paludina diluviana ;* on peut citer encore *Neritina fluviatilis*, *Pisidium amnicum*, *Cyclas cornea* et même *Cyrena fluminalis*, cette dernière trouvée à Halle et à Bromberg.

Composition et âge du terrain erratique. — Comme exemple de la composition du diluvium du nord, nous citerons la coupe des environs de Rüdersdorf, près de Berlin (3) :

6. Marnes supérieures à blocs erratiques, riches en blocs du nord, avec coquilles d'eau douce, mais sans paludines; décalcifiées au sommet et donnant un limon.
5. Sables et graviers diluviens supérieurs, avec nombreux galets et coquilles d'eau douce comme 6 (10 à 30^{m}).
4. Marne inférieure à blocs erratiques, avec *Paludina diluviana* (10 à 20^{m}).
3. Sable diluvien moyen, pauvre en blocs, avec *Paludina diluviana* (45^{m}).
2. Argile de Glindow, grise, plastique, pauvre en galets, avec paludines (7 à 50^{m}).
1. Sable diluvien inférieur, gris, micacé, feldspathique (10 à 18^{m}).

Ajoutons que, pour MM. Berendt et Lossen, les assises 2 et 3 ne sont que deux facies, l'un sableux, l'autre argileux, d'une même formation.

Partout, dans l'Allemagne du Nord, le terrain erratique offre ce caractère, que les gros blocs en occupent surtout la partie supérieure. Il est donc évident que la principale extension des *ice-bergs* et, par conséquent, des glaciers scandinaves, s'est produite à la fin de la période. D'autre part, c'est au sommet du diluvium du nord qu'abondent les ossements de renne (4), et nous avons dit que ces derniers faisaient défaut dans les *kjoekkenmoeddings* du Danemark, qui repré-

(1) Credner, *Neues Jahrb.*, 1876, p. 90.
(2) Berendt *in* Credner, *Traité de géologie*, p. 628.
(3) Eck, *Abhandl. zur geol. Specialkarte von Preussen*, 1872.
(4) Struckmann, *Zeits. d. d. geol. Gesellschaft*, XXXII, p. 728.

Digitized by Google

sentent les traces de l'habitation de l'homme dans les contrées scandinaves aussitôt après la retraite des glaces et l'émersion du sol. Il paraît donc naturel d'admettre que la partie supérieure du terrain erratique du nord s'est déposée en même temps que le dernier *boulder-clay* anglais, c'est-à-dire après l'extinction des grands pachydermes. Il est vrai qu'on a quelquefois prétendu que le *loess* allemand recouvrait le terrain erratique (1). Mais cette superposition, là où elle peut être observée, n'a lieu sans doute que sur le *diluvium ancien*, à moins qu'elle ne doive s'expliquer par le glissement ultérieur d'une masse aussi facile à déplacer que la boue du loess. D'ailleurs les géologues belges ont établi d'une manière péremptoire (2) que le *sable de la Campine*, équivalent du diluvium sableux de la Néerlande et de l'Allemagne du Nord, reposait *sur* le limon hesbayen à *Elephas primigenius* et ne pouvait, par conséquent, appartenir qu'à l'âge du renne.

CHAPITRE II

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR LES PHÉNOMÈNES QUATERNAIRES

§ 1

SUCCESSION DES PHASES DE L'ÉPOQUE QUATERNAIRE

Preuves de l'abondance des précipitations atmosphériques. — Quelles qu'aient été les phases diverses de l'époque quaternaire, il est évident que la première et la majeure partie de sa durée a été marquée, dans les régions accidentées de notre hémisphère, par la grande extension des glaciers; en dehors des montagnes, par l'extrême activité des agents d'érosion et d'alluvionnement. Or ces deux phénomènes ne sont que deux manifestations différentes d'une même cause, qui est l'exagération momentanée des précipitations atmosphériques. Pour substituer, aux cours d'eau de nos contrées, des fleuves coulant à pleins bords dans des lits larges de plusieurs kilomètres; pour permettre, sur toutes les pentes, un ruissellement capable de donner naissance au loess; pour alimenter les sources qui produisaient les tufs de Moret et de Cannstadt; pour garnir les cavernes d'un épais revêtement de stalagmites, il fallait que la pluie fût infiniment plus abondante que de nos jours, et cela dans toute la zone qui s'étend depuis le Sahara jusqu'au centre de l'Angleterre, comme depuis la Louisiane jusqu'aux grands lacs américains.

(1) Voir notamment Credner, *Traité de Géologie*, p. 639.

(2) Voir Winkler in Mourlon, *Géol. de la Belgique*, I, p. 294, et O. van Ertborn, *Soc. de géographie d'Anvers*, 1881.

Digitized by Google

L'examen de la faune quaternaire conduit à la même conclusion, et les innombrables ossements de grands pachydermes dont le diluvium du nord est rempli disent assez quelle abondante végétation, conséquence d'un climat doux et humide, devait s'offrir aux herbivores.

On sait d'ailleurs qu'aux époques miocène et pliocène, de très grands lacs d'eau douce occupaient les vallées des principaux fleuves en Europe, ainsi que le versant occidental des Montagnes Rocheuses en Amérique. L'entretien de ces nappes d'eau suppose un régime particulièrement humide, dont celui de l'époque quaternaire peut n'avoir été que la continuation.

Influence des condenseurs montagneux. — Mais ce qui tombe en pluie sur les régions de faible altitude prend, dans les montagnes, la forme neigeuse. L'établissement d'un régime humide a donc eu pour conséquence nécessaire la formation de champs de névé et, par suite, celle de grands glaciers. Cette formation, impossible auparavant (si ce n'est peut-être, depuis l'éocène supérieur, dans la région pyrénéenne), faute de condenseurs suffisamment importants, a pu se faire dès la fin du pliocène, c'est-à-dire au moment où les Alpes et tant d'autres chaînes venaient d'acquérir leur principal relief. Ce n'est donc pas *le froid* qui a fait naître le régime glaciaire ; à lui seul, le froid est impuissant à nourrir des glaciers, comme en témoignent suffisamment, par 5000 et 6000^{m} d'altitude, les plateaux dénudés du Tibet. C'est la combinaison d'une grande humidité atmosphérique avec l'existence, jusqu'alors à peu près inconnue, de *condenseurs* montagneux, aussi importants par leur masse que par leur relief absolu ; condenseurs d'autant plus actifs qu'au début, la masse des Alpes, par exemple, était plus grande de tout ce que les érosions lui ont arraché depuis, en même temps que l'altitude des sommets pouvait être, par suite d'un relèvement momentané de la région, supérieure de quelques centaines de mètres à ce qu'elle est aujourd'hui.

On voit donc que le ruissellement et les grands cours d'eau dans les plaines, d'une part, les grands glaciers dans les montagnes, d'autre part, ont été deux phénomènes *nécessairement concomitants*, et c'est pourquoi plus d'un auteur a voulu, non sans raison, substituer au mot, souvent employé, de période *glaciaire*, celui, plus général et tout aussi significatif, de période *pluviaire* (1).

Sans doute, les progrès du refroidissement polaire, qui avaient commencé à se faire sentir nettement dès le milieu de l'ère tertiaire, n'ont pas été tout à fait étrangers à ce résultat ; mais ils n'eussent pas suffi, à beaucoup près, et l'étude des dépôts quaternaires des régions tempérées, de celles qui échappaient à l'influence du voisinage immédiat des glaciers, atteste que de l'*Elephas meridionalis* à l'*E. antiquus* et de celui-ci à l'*E. primigenius*, la transition s'est faite graduellement, sans qu'il y ait, dans cet intervalle, la moindre trace d'une subite invasion du froid.

(1) Voir les publications de M. de Chambrun de Rosemont et notamment *Etudes géologiques sur le Var*, Paris, 1875.

Digitized by Google

Préliminaires de l'époque quaternaire. — Creusement des vallées. — Partant de ces prémisses, reportons-nous au moment où les grandes montagnes venaient d'acquérir leur relief, c'est-à-dire au début de la période pliocène. Déjà, depuis longtemps, l'émersion de l'Europe se préparait ; il n'y avait plus guère, en France et en Angleterre, que des lacs d'eau douce et, dès l'époque mayencienne, la plus grande partie du nord de la France, définitivement émergée, subissait, sous forme de soubresauts successifs, le contre-coup des mouvements orogéniques voisins. Un régime hydrographique devait donc nécessairement s'y établir, et les premiers rudiments de nos cours d'eau commençaient à y creuser leurs lits. La période pliocène n'a pu qu'accentuer ce mouvement, en y faisant participer les régions montagneuses de nouvelle formation. Aussi ces dernières, où les détails du relief avaient certainement commencé à se dessiner dès le début de leur soulèvement, ont-elles été, à l'époque pliocène, le théâtre d'une activité dont témoignent, entre autres dépôts, les conglomérats du bassin du Rhône et les alluvions anciennes de la Suisse. Il est donc permis de penser que, quand le pliocène prit fin, les principales vallées étaient déjà découpées jusqu'au cœur des massifs et leur fond tapissé d'alluvions et de graviers, tandis que, sur les plateaux, s'étalaient les plus anciens limons. Alors qu'au début du pliocène les Alpes n'offraient sans doute encore qu'un massif d'altitude assez uniforme, impropre à concentrer les névés et à les faire converger vers un petit nombre de vallées, les bassins de réception des neiges, aussi bien que les canaux d'écoulement des glaciers, étaient constitués au commencement de l'époque quaternaire et, pour les remplir de grandes masses de glace, qui se sont contentées d'en égaliser et d'en polir les parois, il a suffi que quelque cause inconnue jetât sur nos côtes occidentales des courants d'air plus abondamment chargés d'humidité qu'aux époques précédentes.

Pluies et neiges quaternaires. — C'est ce dont il est impossible de douter en récapitulant toutes les preuves qui se sont offertes à nous de l'ancienne activité du ruissellement et de l'infiltration. Aucune n'est plus convaincante que ces *gours* du Sahara, témoins isolés d'alluvions, qui se dressent au milieu d'une région où la pluie est aujourd'hui si rare, et ces anciens *Chotts* desséchés, les uns, comme le chott Melrir, à un niveau peu différent de celui de la mer, d'autres, comme ceux de l'Algérie, à des hauteurs de 1000^{m} et plus. La même leçon ressort, d'une façon plus saisissante encore, de l'étude du massif des Montagnes Rocheuses, où, dans le district des *Mauvaises Terres*, sous un ciel de nos jours obstinément pur et sec, s'élèvent en tous sens des falaises verticales, des aiguilles et jusqu'à de véritables obélisques, isolés par les puissantes érosions de la pluie quaternaire (1).

Ainsi la fin de la période miocène et toute la durée du pliocène auraient été employées à préparer le régime orographique et hydrographique actuel ; après

(1) Voir les belles photographies et les dessins qui accompagnent les rapports publiés par le Gouvernement des Etats-Unis sur l'exploration du 40e parallèle.

Digitized by Google

quoi l'exagération du climat humide qui avait régné jusqu'alors, jointe au progrès du refroidissement général, aurait couvert les districts montagneux de neiges persistantes, partout où les conditions d'altitude le permettaient, pendant que, plus près des rivages maritimes, des cours d'eau largement alimentés remaniaient et déplaçaient les alluvions précédemment déposées.

L'étude de la distribution des anciennes formations glaciaires fournit un puissant argument en faveur de l'hypothèse qui en attribue l'origine à une exagération, dans le sens de l'humidité, des conditions climatériques actuelles. En Angleterre, comme en Scandinavie et en Amérique, les districts où l'on remarque aujourd'hui les plus fortes chutes de pluie ont été à l'époque quaternaire les centres de dispersion des plus grands systèmes de glaciers. Au contraire, la région de l'Amérique située dans le Wisconsin et connue sous le nom de *driftless area*, à cause de l'absence du dépôt erratique, est justement celle où, de nos jours, les précipitations atmosphériques sont le moins abondantes (1).

En un mot, l'humidité et l'altitude ont été les deux grands facteurs du phénomène glaciaire, et ce qui prouve bien que l'influence de la température générale n'a été que secondaire, c'est ce fait, signalé par M. Clarence King, que, sur une partie considérable de la Cordillière américaine, les districts d'où les glaciers ont actuellement disparu possèdent une température moyenne annuelle *plus basse* que celle des régions où la glace s'est conservée. La sécheresse de l'air a donc été plus efficace, comme agent d'ablation, que le froid comme agent d'alimentation.

Établissement des grands glaciers. — Les premiers glaciers ont dû mettre quelque temps à s'établir; car ce n'est pas du jour au lendemain qu'une masse de névé se transforme en un fleuve de glace; alors donc que toutes les conditions étaient réunies pour l'entretien de grands glaciers s'il en avait déjà existé, ceux-ci commençaient seulement à s'étendre, disputant le fond des vallées aux torrents, et de cette lutte a dû naître un certain mélange entre les alluvions anciennes et le terrain glaciaire. Plus tard, la glace a eu le champ libre; mais la fixité du régime météorologique n'était pas telle que les glaciers ne fussent soumis à bien des oscillations et n'eussent des périodes de recul comme celle qui a permis la formation des lignites de Dürnten. On en a quelquefois conclu à l'existence de deux ou plusieurs périodes glaciaires; mais une observation plus attentive a toujours fini par montrer qu'il s'agissait d'épisodes locaux, trouvant une explication suffisante dans les inévitables inégalités du régime des précipitations atmosphériques. Ainsi les grands glaciers ont dû se maintenir, avec des phases diverses, jusqu'au moment où, les courants d'air humides venant à faire défaut, l'*alimentation*, ce facteur primordial et nécessaire avant tous les autres, s'est trouvée insuffisante.

Extinction du mammouth en Sibérie. — Si cette histoire paraît avoir été celle de l'Europe occidentale, on ne saurait affirmer qu'il en ait été de même

(1) Dana, *American Journal* (3), XV, p. 250.

Digitized by Google

en Asie, à en juger par les observations recueillies sur le sol sibérien. L'abondance des ossements de mammouth et de *Rhinoceros tichorhinus* qu'on y rencontre semble désigner cette contrée comme la véritable patrie de ces deux espèces d'herbivores. On a d'ailleurs acquis la certitude (1) qu'à l'époque où elles s'y multipliaient, le climat de ce pays, attesté par les restes de végétaux et de coquilles terrestres, était doux et humide. De la sorte, la Sibérie septentrionale formait une steppe ou une forêt immense, abondamment pourvue de la végétation qui convenait aux pachydermes en question. Il est vraisemblable que l'invasion du froid s'y est fait sentir à la fois par le nord, sous l'influence des glaces polaires, et par le sud, en raison des neiges accumulées sur les montagnes des chaînes méridionales, déterminant la fuite du mammouth et du rhinocéros dans la direction de l'Europe. De plus cette invasion a dû être très subite; car non seulement on a de la peine à s'expliquer d'une autre manière l'innombrable quantité de restes de mammouth que recèlent les rivages septentrionaux de la Sibérie et plus encore les îles qui les bordent; mais il convient de ne pas oublier la rencontre, plus d'une fois réalisée, de cadavres entiers de cet animal, dont la chair a pu être mangée par des chiens. Ces cadavres étaient enfouis, quelquefois *debout*, dans les alluvions des *toundras*, et pour que la chair en ait été conservée sans avoir subi la transformation en *adipocire* que produisent les tourbières, il faut que, peu après la chute de l'animal dans le marais où il avait péri, la gelée ait *pour toujours* pris possession du sol.

Fin de l'extension des glaciers. — Nous avons admis que les vallées, creusées ou tout au moins suffisamment dessinées pendant les périodes géologiques précédentes, avaient dû être affouillées de nouveau à l'époque des grands cours d'eau. Cela suppose une série de mouvements contraires du sol, permettant, les uns le comblement, les autres l'affouillement. Or, à la fin de la phase des grands cours d'eau, le niveau du fond des vallées était à peu près le même qu'aujourd'hui; puisque, d'autre part, nous savons qu'un fleuve, quelque puissant qu'il soit, ne creuse son lit et ne déplace ses gros graviers de fond que quand sa pente devient torrentielle, il est logique d'admettre que des mouvements d'exhaussement successifs ont marqué la phase des grands cours d'eau, et, à en juger par la fixité des terrasses, ces mouvements ont dû s'accomplir par un certain nombre de saccades.

Un tel phénomène d'émersion, en accroissant peu à peu l'altitude de la masse continentale, n'a pu manquer de se montrer de plus en plus favorable à la conservation et à l'extension de la glace. Aussi voit-on, dans nos contrées et en dehors de toute influence cosmique encore persistante, la température s'abaisser, depuis le temps de l'*Elephas antiquus* et de ses compagnons, l'hippopotame et le *Rhinoceros Mercki*, jusqu'à celui du mammouth, certainement couvert de poils et muni d'une crinière, et du *Rhinoceros tichorhinus* à la peau laineuse; il semble donc que ce soit avec la phase à laquelle ces derniers animaux appar-

(1) Voir Howorth, *Geol. Magazine*, 1880, pp. 491, 550; 1881, pp. 197, 314, 551, etc.

Digitized by Google

tiennent que l'extension glaciaire alpine et pyrénéenne a dû atteindre son maximum.

Établissement du régime sec et froid. — Mais bientôt un changement notable se manifeste. Les cours d'eau ne donnent plus de marques de grande activité ; l'homme européen, qui jusqu'alors avait habité les bords des rivières, se retire dans les cavernes ; le mammouth devient de plus en plus rare et cède la prédominance au renne, animal connu pour redouter les brouillards, tandis qu'il s'accommode sans difficulté des froids secs. Avec le renne se montrent l'antilope saïga, le glouton, le renard arctique, le lemming et autres animaux qui habitent aujourd'hui les latitudes boréales. La végétation comprend, comme à Schussenried, en Souabe, des mousses arctiques, *Hypnum sarmentosum*, *H. Groenlandicum*, et d'autres alpines, telles qu'*H. fluitans*, *var. tenuissimum*. Tout concourt à nous représenter nos régions, depuis les Pyrénées jusqu'à la mer du Nord, comme soumises à un régime de froid sec et rigoureux.

C'est justement à cette époque que le *boulder-clay* s'avance en Angleterre jusqu'à la Tamise et que les *ice-bergs* vont disperser, sur les plaines immergées du littoral de la Baltique, leur charge de blocs erratiques. Nous avons vu que ces blocs ne se rencontrent en nombre considérable que dans le diluvium supérieur, ce qui prouve que la grande extension des glaces scandinaves a été tardive. D'un autre côté, si les géologues anglais admettent un *boulder-clay* ancien, immédiatement postérieur au *forest-bed*, ce dépôt paraît avoir été moins étendu que le *boulder-clay* supérieur ou crayeux : et tandis que les preuves abondent de la superposition de ce dernier au loess et même à la terre des cavernes, rien n'est plus confus et plus douteux que les relations stratigraphiques du boulder-clay ancien. C'est pourquoi, sans refuser à l'Angleterre et à l'Écosse une première période de progression des glaciers, contemporaine de celle de la Suisse, nous croyons qu'il n'est nullement téméraire d'affirmer, que le *principal phénomène glaciaire* de la Grande-Bretagne et de la Scandinavie a dû succéder au phénomène glaciaire alpin.

Dans ce cas, on peut admettre que la zone pluvieuse *se serait transportée vers le nord*, en même temps, peut-être, que les contrées boréales s'affaissaient, à l'inverse du mouvement qui avait exhaussé l'Europe centrale. Ainsi s'expliqueraient à la fois la sécheresse du sol français, le recul des glaciers alpins et l'énorme progression de ceux des régions septentrionales. Et l'influence de ces immenses masses de glace, les unes labourant le sol anglais, les autres envoyant leurs débris flotter jusqu'en Lusace et en Bohême, justifierait encore l'abaissement de température qui paraît avoir coïncidé chez nous avec la phase du renne.

Probabilité d'une transition brusque. Age du renne. — Quoi qu'il en soit, sur notre sol européen, la transition du régime des grands cours d'eau à celui de l'âge du renne a dû se faire brusquement. Sans cela, les rivières, qui d'abord avaient roulé de gros graviers, eussent peu à peu comblé leur lit majeur avec du limon, suivant la juste observation de Belgrand. Au contraire, le lit

Digitized by Google

majeur qui, à l'époque quaternaire, suffisait à peine aux crues du cours d'eau, a dû être asséché tout d'un coup, montrant à découvert sa surface horizontale de graviers, sur laquelle un mince filet d'eau a seul continué à serpenter. Aussi quand, plus tard, un régime suffisamment humide a reparu, c'est la tourbe (1) qui a dû entreprendre le comblement du lit majeur, partout où la perméabilité des versants assurait aux rivières un régime exempt de crues violentes.

Jusqu'ici le renne n'est pas connu, à l'état fossile, au sud du 43e degré, qu'il atteint en France. Encore les gisements de renne des contrées méridionales paraissent-ils appartenir à des dépôts plus anciens que ceux qui sont situés plus au nord, comme si l'animal avait progressivement effectué sa retraite vers les hautes latitudes. C'est ainsi qu'on le trouve en abondance au milieu des dépôts diluviens supérieurs du littoral de la Baltique.

L'âge du renne ne paraît pas avoir laissé de traces bien nettes en Amérique ; cela peut tenir à diverses causes, telles que la rareté de cet animal dans le Nouveau-Monde, ou l'absence d'une période de froid sec semblable à celle qui, en Europe, a suivi la phase des grands cours d'eau.

Age de la tourbe. — Avec la tourbe commence le régime actuel. La température ne subira désormais que de faibles vicissitudes; à part quelques alternatives d'invasion et de retrait de la mer dans les régions flamandes, plutôt par suite de la rupture des cordons littoraux qu'en raison de mouvements importants du sol, les contours du continent sont fixés et le récit des événements qui vont s'accomplir appartient à l'archéologie et à l'histoire plutôt qu'à la géologie. Aussi n'y insisterons-nous pas.

Causes possibles des changements de climat. — Maintenant quels phénomènes ont pu produire cette succession de phases de sécheresse et d'humidité? nous pensons que ce doivent être des faits géographiques, du même ordre que ceux qui, en donnant naissance au courant chaud de l'Atlantique, ont si fortement dévié vers le nord les isothermes de l'Europe occidentale. En joignant à des causes de ce genre l'influence indéniable des mouvements d'émersion ou d'immersion du sol, on a, croyons-nous, le moyen d'expliquer les particularités de l'époque quaternaire sans recourir à des causes astronomiques.

Quant à l'exagération des précipitations atmosphériques, qui a été, sous nos latitudes, le trait dominant des premières phases de cette époque, elle peut trouver une explication suffisante dans la grande émersion qui s'est accomplie pendant la période pliocène. Cette émersion, en définissant notre continent européen, jusqu'alors réduit à la condition d'archipel, a dû influer dans une mesure considérable sur la direction des courants d'air, si intimement liée à la distribution des surfaces continentales (2). Ce fait, joint à l'apparition des glaces dans les contrées polaires, laisse comprendre que le début de l'ère moderne ait pu être caractérisé par un trouble atmosphérique, capable de verser une grande

(1) V. *antè*, p. 335.
(2) V. *antè*, p. 90.

Digitized by Google

abondance de précipitations sur les régions tempérées de notre hémisphère. C'est ainsi que, de nos jours, le changement complet qui se produit, aux équinoxes, dans la distribution des centres de pression barométrique, a pour conséquence l'établissement momentané d'un régime de pluies et de tempêtes.

Ajoutons qu'aux époques pliocène et quaternaire anciennes, une cause puissante, aujourd'hui inactive, influait vraisemblablement sur la direction et l'intensité des courants d'air. Nous voulons parler des éruptions volcaniques dont, à cette époque, la Catalogne, le Plateau Central, l'Eifel et les bords du Rhin étaient simultanément le théâtre. Il semble impossible que de nombreux cratères aient vomi dans les airs des torrents de vapeurs sans que ces puissantes cheminées d'appel produisissent, sur l'air ambiant, un effet marqué d'aspiration. A ce point de vue, il y a lieu de remarquer que la fin du régime des grandes pluies sur notre sol a coïncidé justement avec l'inauguration de l'âge du renne, c'est-à-dire, à peu de chose près, avec le moment où les volcans à cratères de l'Auvergne ont dû cesser leurs manifestations.

Question du Sahara. — La submersion du Sahara doit-elle figurer parmi les particularités géographiques de l'époque quaternaire? La question demeure encore douteuse. Les coquilles marines ou saumâtres rencontrées aux abords du Chott Melrir diffèrent sensiblement de celles qui vivent dans la Méditerranée, et la présence, en divers points du désert, de *Cardium edule* ne prouve rien, pas plus que celle des coquilles de *Cypræa moneta*, employées, comme on sait, par les indigènes dans leurs transactions commerciales. Cependant M. Desor (1) a signalé, au milieu même des *gours* d'alluvion de Bouchana, dans le Souf, la présence du *Cardium edule* avec *Nassa gibbosula* et *Balanus miser*.

Du reste, dans quelque sens que la question doive être tranchée, il importe de remarquer que l'existence d'une Méditerranée couvrant le Sahara ne suffirait pas à elle seule pour produire sur l'Europe un régime permanent de courants humides. Car cet état de choses a été justement réalisé lors de l'éocène nummulitique, et nous savons qu'il a entraîné, au contraire, un climat caractérisé par la sécheresse et la chaleur extrême des étés.

Modifications actuelles du climat. — Observons en outre que le déplacement en latitude des courants d'air humides ou secs est un fait qui se produit encore de nos jours, bien que sur une moindre échelle. A l'heure présente, le climat des côtes septentrionales de la Méditerranée est beaucoup plus sec qu'à l'époque romaine, et les régions de la Gaule et de la Germanie, certainement moins humides qu'autrefois, sont loin de justifier, par leur climat, la réputation de sévérité que leur ont faite les anciens historiens. En revanche, l'empiètement des neiges et des glaces aux abords du Groënland et de l'Islande dit assez que les précipitations atmosphériques y sont devenues plus abondantes.

C'est en vain qu'on voudrait attribuer ces changements à l'intervention de l'homme et, en particulier, à l'influence du déboisement. L'homme n'est pour rien

(1) *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VIII, p. 230.

Digitized by Google

dans le dessèchement du Sahara, si bien pourvu d'humidité à l'époque quaternaire, et ce n'est pas lui non plus qui a réduit à leurs insignifiantes proportions les lacs, autrefois si étendus, du versant occidental des Montagnes Rocheuses. Il vaut mieux avouer que nous ignorons encore les lois qui gouvernent ces modifications, dont l'avenir seul nous révélera peut-être le secret.

L'époque quaternaire en dehors de l'Europe. — En terminant cet exposé, nous croyons utile de rappeler qu'il ne s'applique qu'à la région européenne, et encore à la condition d'admettre des épisodes locaux plus ou moins discordants. Les traces d'une époque glaciaire semblent faire défaut dans l'Himalaya, soit que les érosions pluviales, si actives dans ce massif, les aient effacées, soit que les glaciers n'y aient jamais eu plus d'extension qu'aujourd'hui. En Amérique, M. Dana ne reconnaît qu'une phase glaciaire, celle du *drift* et du *boulder-clay*, *précédant* la phase de *Champlain* ou des grands cours d'eau, dont l'auteur attribue les particularités aux inondations violentes causées par la fonte des glaces. Enfin les latitudes tempérées occupent trop peu de place dans l'hémisphère austral et les observations recueillies sur ces régions sont encore trop incomplètes, pour autoriser des conclusions générales. Ce qu'on sait seulement, c'est que les prétendues traces d'une époque glaciaire, signalées par Agassiz au Brésil, se sont complètement évanouies devant une étude plus attentive.

§ 2

CONSIDÉRATIONS SUR LA DURÉE DE L'ÉPOQUE QUATERNAIRE

Hypothèses cosmiques. — Bien des opinions ont été émises relativement à la durée des temps quaternaires. Plusieurs ont même essayé de la traduire en chiffres, en attribuant le refroidissement glaciaire à un phénomène astronomique. Les uns ont admis que la précession des équinoxes, en faisant coïncider tour à tour, pour chaque hémisphère, le solstice d'hiver avec le périhélie ou avec l'aphélie, devait amener, à des intervalles d'environ dix ou onze mille ans, des alternatives de périodes chaudes et de périodes froides. D'autres, trouvant, non sans raison, cette cause de froid insuffisante, ont fait intervenir les variations de l'excentricité terrestre, attribuant les grands froids glaciaires à la coïncidence d'un hiver en aphélie avec le maximum d'excentricité de l'orbite. Nous examinerons plus loin les conséquences possibles d'une telle combinaison. Disons seulement que, dans ce cas, suivant les auteurs, l'époque de la grande extension des glaces aurait eu lieu de 225 000 à 350 000 ans avant notre ère, et que sa durée aurait été, pour les uns de 160, pour les autres de plus de 2000 siècles.

Tous ces calculs ont à nos yeux le tort de reposer sur une hypothèse gratuite, à savoir que l'extension des glaces réclame une *cause de froid*, alors que, au moins pour ce qui concerne les massifs alpins et pyrénéens, cette extension a

Digitized by Google

eu lieu sous un régime surtout *humide* et par une température qui permettait, dans nos vallées, l'existence des grands herbivores et celle de végétaux sensibles comme le figuier. Si, comme c'est notre opinion, de simples changements géographiques, tels qu'une modification dans le régime des vents ou dans le parcours des courants dérivés du *Gulf-Stream*, suffisent pour expliquer les circonstances de l'époque quaternaire, l'astronomie n'a plus rien à voir dans cette question et sa précision ne peut profiter en rien à l'évaluation de la durée des temps glaciaires.

Arguments tirés de la formation des dépôts. — Peut-on, du moins, se faire une idée de la valeur *relative* de cette durée d'après les dépôts étalés dans nos plaines et nos vallées, ou encore d'après les variations de la faune? Plus d'un auteur l'a pensé, et il en est beaucoup aux yeux de qui des milliers de siècles ont été nécessaires à l'accomplissement de tant de choses. Mais la plupart du temps cette appréciation se fonde sur l'idée, tout à fait erronée selon nous, que le creusement des vallées est l'œuvre de l'époque quaternaire. C'est ainsi qu'après avoir constaté qu'entre la grotte du Moustier et celle de la Madelaine, dans la vallée de la Vézère, il y a une différence de niveau de 27^{m}, M. Broca écrivait : « Ce creusement de 27 mètres, dû à l'action des eaux, s'est effectué sous les yeux de nos troglodytes et depuis lors, pendant toute la durée de l'époque moderne, c'est-à-dire pendant des centaines de siècles, il n'a fait que très peu de progrès. Jugez d'après cela combien de générations humaines ont dû s'écouler entre l'époque du Moustier et celle de la Madelaine! (1) » Or, d'une part, il y a eu seulement déblaiement de la vallée occupée par des dépôts meubles; et, d'autre part, s'il ne s'est rien fait depuis, c'est que la rivière avait conquis sa pente d'équilibre.

Nous l'avons déjà dit, l'époque quaternaire a trouvé presque partout les détails de l'orographie et de l'hydrographie constitués comme ils sont aujourd'hui. Les gorges destinées à l'encaissement des glaciers étaient déjà creusées, comme aussi les vallées où les grands cours d'eau avaient, dès le miocène ou tout au moins dès le pliocène, commencé à étaler leurs alluvions. D'ailleurs, juger par ce qui se passe sous nos yeux du temps qui a été nécessaire, soit pour déblayer certaines vallées encombrées de dépôts meubles, soit pour amener jusqu'à Lyon les blocs erratiques du centre de la Suisse, serait oublier, d'abord que les précipitations atmosphériques étaient alors au moins dix ou vingt fois plus abondantes que de nos jours, ensuite que des mouvements du sol ont dû, à plus d'une reprise, restituer aux rivières une pente torrentielle. En somme, la période quaternaire a été caractérisée par une activité tout à fait exceptionnelle des agents extérieurs, et rien, dans ce qui se passe sous nos yeux, n'en peut donner une idée juste, si ce n'est ces énormes éboulements que, de temps à autre, de grandes pluies occasionnent dans les montagnes, ou ces entassements

(1) *Assoc. française*, Congrès de Bordeaux, 1872, p. 1212.

Digitized by Google

d'alluvions que la rectification d'un cours d'eau comme la Kander amoncèle en quelques années sur un même point (1).

Variations organiques. — Les variations de la faune se réduisent à la disparition de quelques grands pachydermes, que la main de l'homme aurait suffi à éliminer de l'Europe, lors même que notre sol eût continué à leur fournir une nourriture abondante. Quant à la flore, elle est restée la même : seule, la distribution de quelques espèces a changé par voie de migration. Dans la faune marine, aucune modification ne s'est fait sentir, si ce n'est dans la distribution géographique des coquilles littorales arctiques. De la sorte, si les dépôts terrestres de l'époque quaternaire ne nous étaient pas connus, il ne viendrait à l'idée d'aucun géologue de faire pour cette phase de l'histoire du globe non pas un système, ni un étage, ni un sous-étage, *mais même une simple assise*, puisque, jusqu'au sommet du pliocène, inclusivement, le principe de la distinction des assises est fondé sur les variations de la faune malacologique.

Ajoutons que c'est faire peu d'honneur à l'intelligence humaine que de laisser dans le même état de barbarie, pendant des centaines ou même des dizaines de mille années, l'homme qui avait déjà su tailler les silex de Saint-Acheul et du Moustier. Mais, cette raison mise à part, nous ne voyons, dans les faits *géologiques* de l'époque quaternaire, absolument rien qui motive les évaluations considérables devant lesquelles certains auteurs n'ont pas reculé.

Incertitude des appréciations chronométriques. — Nous n'irons pas plus loin et nous ne chercherons pas, à l'exemple de quelques autres, à trouver, dans l'épaisseur des alluvions de nos principales vallées, les éléments d'une chronologie réduite de l'époque quaternaire. Telle succession régulière de dépôts alternativement graveleux, limoneux et charbonneux, où l'on s'est plu à voir les produits successifs des saisons d'une même année, ne représente, en réalité, que la suite normale des apports des crues; car chaque inondation commence par une phase violente, avec entraînement de graviers, et se poursuit par une phase limoneuse, à laquelle succède le dépôt des matières végétales arrachées aux rives par le flot. Mais rien n'indique à quels intervalles les crues se sont succédé, et d'ailleurs les dépôts d'alluvion sont partout interrompus par des phases d'émersion dont aucun signe ne révèle la durée. La science n'en est pas encore à ce point, d'avoir conquis un *chronomètre* qui lui permette de mesurer le temps écoulé, même dans la période qui a immédiatement précédé la nôtre. Il est sage de n'attendre cette conquête que de l'avenir et, pour nous, il nous suffit d'avoir établi à quel point sont dépourvus de base rigoureuse tous ces calculs qui distribuent généreusement les centaines et les milliers de siècles entre les diverses phases de l'époque quaternaire.

(1) V. *antè*, p. 215.

Digitized by Google

LIVRE TROISIÈME

FORMATIONS D'ORIGINE INTERNE OU ÉRUPTIVES

Les formations d'origine interne (1) sont celles dont les conditions de gisement, incompatibles avec les lois qui règlent le dépôt des terrains sédimentaires, présentent au contraire une analogie frappante avec la manière d'être des produits actuels de l'énergie intérieure du globe. Il convient d'y distinguer deux grandes catégories : celle des *roches éruptives*, injectées ou épanchées par grandes masses, à la façon des laves de nos volcans, et celle des *gîtes minéraux et métallifères*, dont les analogues se retrouvent aujourd'hui parmi les produits des sources thermales.

PREMIÈRE SECTION

ROCHES ÉRUPTIVES

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS SUR LES ROCHES ÉRUPTIVES

§ 1

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES ROCHES ÉRUPTIVES

Manière d'être des roches éruptives. — Les roches éruptives se présentent en *massifs*, en *nappes* ou *coulées* et en *filons*. C'est dans ce dernier cas seulement que leur origine interne peut être affirmée du premier coup avec certitude, encore à la condition de ne pas prendre pour des filons d'injection, des fentes remplies *per descensum*, comme il s'en trouve quelquefois, par exemple, au contact du crétacé et du calcaire carbonifère.

La même affirmation est possible à l'égard d'une nappe, si l'on parvient à saisir sa liaison avec une cheminée d'arrivée (fig. 559) ou si l'on peut prouver

(1) L'auteur a reçu, pour la rédaction de ce Livre, de précieuses communications de MM. Fouqué et Michel-Lévy.

Digitized by Google

qu'elle a été mécaniquement introduite entre les strates encaissantes. S'il s'agit d'un massif, amené par des failles, longtemps après sa consolidation, en contact avec d'autres roches, le caractère éruptif ne peut ressortir que d'une comparaison avec des types de composition identique, dont les relations de gisement soient bien établies.

Fig. 359. — Filon de mélaphyre, s'échappant en nappe par-dessus le grès rouge permien de la Bohême (d'après Jokély).

L'absence de tout élément *clastique* ou *détritique* constitue en général, avec l'état cristallin de la masse, une forte présomption en faveur de l'origine interne. Néanmoins ces caractères peuvent se rencontrer chez quelques dépôts chimiques externes, comme aussi ils ont pu être acquis par certaines assises sédimentaires, sous l'influence du *métamorphisme*. D'ailleurs, à toute époque, il s'est formé des *tufs*, c'est-à-dire que les éléments amenés au jour par l'action éruptive sont plus d'une fois tombés, dès leur arrivée et dans une mesure très variable, sous la puissance des agents extérieurs, qui leur ont imprimé plusieurs des marques distinctives de la sédimentation. Mais s'il en résulte parfois, pour le géologue, beaucoup de difficulté à reconnaître, sur le terrain, la vraie nature d'une roche donnée, la distinction des formations éruptives n'en garde pas moins, dans la plupart des cas, une indiscutable netteté.

Nous avons d'ailleurs décrit, dans le livre relatif à la composition de l'écorce terrestre, les variétés dont les roches internes sont susceptibles au point de vue de la composition et de la texture, et qui toutes attestent la grande diversité des conditions physiques et chimiques, tant intérieures qu'extérieures, au milieu desquelles a dû se faire leur consolidation.

Métamorphisme d'influence. Phénomènes de contact. — Beaucoup de roches éruptives ont fait subir aux terrains traversés des modifications plus ou moins profondes, dont l'ensemble constitue ce qu'on a nommé le *métamorphisme d'influence*. Ce phénomène, quand il se produit, est une des preuves les plus décisives de l'antériorité des dépôts encaissants.

On distingue le *métamorphisme de contact*, c'est-à-dire l'altération, physique ou chimique, du terrain traversé, sous l'influence *directe* de la roche éruptive, et le *métamorphisme périphérique*, où il est permis de voir l'action des liquides et des vapeurs qui, accompagnant la sortie de la roche, ont dû naturellement se concentrer à sa périphérie. Dans le premier cas, la modification physique, qu'on peut attribuer à la chaleur, embrasse en général une zone très peu étendue. A peine y a-t-il calcination ou durcissement sur quelques décimètres, et encore cet effet se produit-il, non avec les roches granitiques ou porphyriques, mais seulement avec celles qui, par la composition et la texture, sont voisines des

Digitized by Google

laves modernes. Le métamorphisme chimique, au contraire, nul ou à peu près nul avec les roches ignées, atteint son maximum avec les roches granitoïdes et donne lieu à la production de minéraux, en général de silicates, dont les éléments sont fournis à la fois par la roche éruptive et par le terrain encaissant. La zone de contact où naissent ces minéraux mixtes a d'ailleurs rarement une grande largeur.

Métamorphisme périphérique. — En revanche, le *métamorphisme périphérique* peut s'étendre à plusieurs centaines de mètres de distance du massif éruptif. Ses effets consistent, soit dans un durcissement notable du terrain encaissant, pénétré d'émanations siliceuses (fig. 560), soit dans une sorte de remaniement partiel et sur place de ses éléments constituants, avec production de substances cristallisées, mais, en général, sans aucun apport imputable à l'éruption voisine.

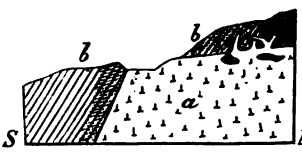

Fig. 560. — Coupe prise au Rehberg, près d'Andreasberg (d'après H. Credner).

a, granite; *b*, grauwacke et schiste argileux, changés en cornéenne au contact du granite.

Dans tous les cas, l'influence de cette dernière est essentiellement limitée. L'*auréole métamorphique* qui l'accompagne n'a jamais qu'une faible amplitude, et c'est à tort qu'on voudrait imputer à cette cause les modifications profondes et lointaines éprouvées par quelques massifs sédimentaires, au milieu desquels aucun affleurement de roches internes n'est visible. Il peut cependant y avoir une exception à cette règle, lorsque l'épanchement éruptif introduit, dans les océans voisins, des substances chimiques capables d'une action prolongée. Ainsi la transformation en dolomies compactes des calcaires triasiques du Tyrol méridional peut être attribuée à l'abondance des sels magnésiens, que les éruptions mélaphyriques de la période jetaient dans les mers contemporaines. Mais la transformation peut avoir exigé beaucoup de temps et, si elle est la suite naturelle de la venue au jour des mélaphyres et des roches associées, ce métamorphisme à longue échéance et aussi à longue portée dans l'espace est un cas tout particulier des influences périphériques.

Endomorphisme. — Il arrive quelquefois que le terrain encaissant exerce, à son tour, une certaine réaction sur la roche éruptive au voisinage du contact. De là résulte un *métamorphisme endomorphe* ou *endomorphisme*, auquel peuvent aussi contribuer les émanations contemporaines de l'épanchement. Tandis que ces dernières manifestent leur action en sursaturant la roche de silice ou en exagérant la cristallisation de ses éléments, l'influence du terrain traversé se traduit le plus souvent, au contraire, en accroissant, sur une faible étendue, la finesse du grain de la roche éruptive. On cite en Norvège, aux environs de Christiania, des filons d'un granite à gros grain qui, au contact du gneiss encaissant, ont pris une texture presque pétrosiliceuse, et cela d'autant plus que les filons étaient plus minces. De même, au Hartz, M. Lossen a décrit les circonstances du *Bode-gang*, filon granitique devenu porphyrique au contact des parois.

Digitized by Google

L'endomorphisme dû aux émanations qui accompagnent l'éruption modifiant dès la première heure, et non après coup, les conditions de sa consolidation, a reçu de quelques auteurs les noms de *diamorphisme* et de *promorphisme* (1).

Lorsque deux grandes masses de roches acides se touchent, le plus souvent on observe une zone de passage à caractères mixtes. Si l'on admet, comme nous l'avons fait, que les roches acides anciennes doivent leur texture à l'influence de dissolvants, de *minéralisateurs*, suivant l'expression d'Henri Sainte-Claire-Deville, il ne paraîtra pas étonnant que les éléments fluides qui accompagnaient la sortie d'une de ces roches aient pu réagir sur une roche similaire antérieurement consolidée. C'est ainsi que, dans le Morvan, M. Michel-Lévy (2) a signalé des passages de la granulite au gneiss ou au granite, du porphyre microgranulitique à la granulite, du porphyre pétrosiliceux aux tufs porphyriques, etc.

§ 2

DÉTERMINATION DE L'ÂGE DES ROCHES ÉRUPTIVES

Age relatif. — De même que l'âge relatif des couches sédimentaires se déduit de leur ordre de *superposition*, de même l'*âge relatif* des roches éruptives pourrait être, jusqu'à un certain point, déterminé par l'observation de leurs relations mutuelles de *pénétration*, toute roche étant nécessairement plus ancienne que celles qui se sont fait jour au milieu de sa masse par des fissures. Mais si ce mode de détermination est parfois employé, ce ne peut être que pour les roches d'un même massif et, la plupart du temps, les centres d'éruption sont trop éloignés les uns des autres pour que les rapports mutuels puissent être observés. Quand il s'agit de roches qui s'entrecroisent dans un massif donné, l'âge relatif se conclut des *rejets* que les filons subissent aux points de croisement. Il est rare, en effet, qu'une cassure se produise sans qu'il y ait un déplacement, horizontal ou vertical, de l'une des parois relativement à l'autre. Dans ce cas (fig. 561), un filon anciennement consolidé, tel que gg', se trouve morcelé, par la production des filons plus récents ff, $f'f'$, en plusieurs tronçons dont chacun est *rejeté* sur le côté relativement à celui auquel il faisait originairement suite. Le dérangement éprouvé par le filon g permet donc d'affirmer que son éruption a précédé celle des filons f.

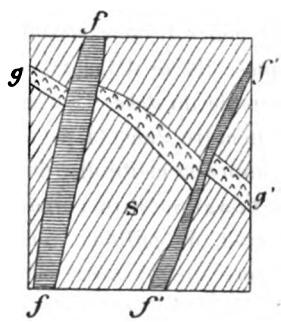

Fig. 561. — Rejet d'un filon granitique $g\,g'$, par des croiseurs porphyriques $f\,f$, $f'\,f'$, la roche encaissante étant un phyllade S.

Détermination de l'âge par les terrains traversés. — On a plus souvent

(1) Consulter, pour l'étude générale du métamorphisme, les travaux de M. Delesse et notamment : *Etudes sur le métamorphisme*, Paris, 1858.

(2) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 852.

Digitized by Google

l'occasion de constater la relation des roches éruptives avec les terrains sédimentaires encaissants. Or, grâce au concours de la paléontologie et de la stratigraphie, la succession de ces derniers a pu être, à peu près partout, établie avec précision. Le criterium qu'ils fournissent est donc d'une application très générale, et de plus il offre l'avantage de procurer des données, non seulement sur l'âge relatif, mais encore sur l'*âge absolu* des roches éruptives. Ce n'est pas que cet âge absolu puisse être exprimé en mesure de temps; mais du moins, connaissant la série complète des assises, c'est-à-dire des époques sédimentaires, on peut, dans certains cas, préciser, pour une roche éruptive donnée, celle de ces époques où la roche s'est épanchée, à l'état fluide ou pâteux, à travers l'écorce solide. Cette recherche réside dans l'interprétation d'un certain nombre de circonstances qui, bien souvent, ne se prêtent qu'à une détermination approximative, tandis que, d'autres fois, elles permettent de resserrer l'incertitude entre des limites très étroites.

Toute roche éruptive est plus jeune que les terrains, stratifiés ou non, qu'elle traverse en filons. Mais le fait que de tels filons ne pénètrent pas dans un terrain déterminé ne suffit pas, en général, pour faire admettre que le dépôt de ce dernier ait eu lieu postérieurement à la sortie de la roche éruptive. Certaines natures de terrains se prêtent mal à la production des fentes, et d'ailleurs l'expérience prouve que les filons ne s'étendent pas au delà d'une certaine distance du massif principal dont ils ne sont que des ramifications.

Losque les filons d'une roche éruptive atteignent la surface du sol, comme, en général, leur cristallinité les défend mieux contre les agents atmosphériques, ils se détachent en saillie, formant une sorte de mur irrégulier, qu'on appelle un *dyke*. Le même nom s'applique d'ailleurs aussi aux filons que l'on rencontre dans la profondeur, par exemple à ceux qui parfois viennent interrompre la continuité des strates du terrain houiller.

Conglomérats et tufs. — La présence, au milieu d'un conglomérat d'âge connu, de cailloux, roulés ou non, d'une roche d'origine interne, permet d'affirmer que la sortie de cette roche a précédé le dépôt du conglomérat. C'est ainsi que les poudingues houillers contiennent souvent des galets porphyriques, dont l'identité est absolue avec certains porphyres observés en place dans le voisinage, où d'ailleurs ils coupent en filons les couches de l'étage anthracifère. On peut donc affirmer que ces porphyres, postérieurs comme éruption à cette dernière époque, étaient néanmoins épanchés et consolidés quand s'est produit le dépôt des poudingues en question.

Les *tufs*, quand il s'en rencontre, fournissent aussi un élément de détermination très précis, à cause de leur intercalation entre des assises sédimentaires bien définies, ou parfois, mieux encore, à cause des restes fossiles qu'ils renferment eux-mêmes.

Dans le Mansfeld, par exemple, des tufs mélaphyriques alternent plusieurs fois (fig. 562) avec les assises régulièrement stratifiées du grès rouge permien. On

Digitized by Google

peut donc affirmer que la sortie des mélaphyres a été contemporaine du dépôt de ce grès, au milieu duquel des morceaux de la roche éruptive, sans doute projetés par des explosions, sont venus se stratifier en quelques points. Dans les Vosges et dans d'autres districts occupés par les sédiments anthracifères et houillers, ce sont des *tufs boueux* qui ont accompagné la sortie de certaines roches porphyriques ou trappéennes, de telle sorte que des morceaux de la roche éruptive franche, entraînés dans ces tufs, s'y trouvent associés à des végétaux fossiles, arrachés à ses rives par le courant boueux.

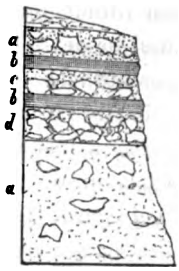

Fig. 362. — Coupe relevée dans le Mansfeld par H. Credner (hauteur de la coupe, 10m).
a, grès rouge brun, avec quelques fragments de mélaphyre; *b*, grès finement stratifié, sans mélaphyre; *c*, grès à morceaux nombreux de mélaphyre; *d*, amas de morceaux mélaphyriques.

Age des coulées. — L'âge d'une nappe ou coulée ne laisse pas de prise au doute, si l'on peut prouver que la nappe s'est épanchée, *à l'air libre ou sous l'eau*, par-dessus les assises qu'elle recouvre. Mais cette démonstration n'est pas toujours facile et plus d'une fois on a pris pour des nappes certains *épanchements horizontaux* qui s'étaient insinués entre les surfaces de séparation d'assises sédimentaires depuis longtemps consolidées. On conçoit en effet que, dans les mouvements de dislocation qui précèdent la sortie des matières éruptives, de telles surfaces puissent offrir des joints de facile division, dont profite la roche fondue. En pareil cas, comme ces intercalations ou *intrusions* supposent, chez la roche épanchée, une fluidité qui n'est guère réalisée que par la fusion ignée, on peut quelquefois constater que les assises encaissantes ont été modifiées, par le contact de la nappe chaude, *à la fois au-dessus et au dessous* de la coulée.

Brèches de friction. — Certaines roches d'origine interne affleurent en massifs étendus, dont le contact avec les terrains encaissants a les allures d'une faille. Souvent la paroi de cette faille est tapissée par un garnissage, se composant de fragments anguleux et froissés des deux terrains en contact et qualifié de *conglomérat* ou *brèche de friction*. En général, l'existence d'une telle brèche témoigne que la roche éruptive s'était déjà consolidée dans la profondeur, avant qu'une dislocation de l'écorce l'amenât au milieu des roches qui l'encaissent aujourd'hui. Mais il y a des épanchements de nature boueuse qui peuvent aussi donner lieu à des zones brèchiformes de contact. De là résultent souvent de grandes difficultés d'appréciation. Le plus sûr est toujours d'attendre, pour se prononcer, que de véritables filons de la roche éruptive aient été constatés. Sinon l'on s'exposerait à confondre, comme on l'a fait autrefois pour les Alpes, la *venue au jour* de certains massifs cristallins avec leur *éruption* proprement dite.

Difficultés du sujet. — Il résulte de cet exposé que la détermination de l'âge des roches éruptives se heurte à de sérieuses difficultés. Ajoutons que, le plus souvent, le contact de ces roches avec les terrains encaissants échappe à l'observation directe, les agents atmosphériques ayant profité de la différence de dureté

Digitized by Google

de deux massifs voisins pour y creuser des dépressions plus ou moins recouvertes de dépôts superficiels. Enfin nous avons reconnu plus haut (1) que la spécification lithologique des roches internes prêtait encore à plus d'une controverse. Aussi ne devra-t-on pas s'étonner si, dans les descriptions qui vont suivre, nous nous bornons à quelques types principaux, laissant au progrès des observations de détail le soin de résoudre bien des questions encore pendantes. Notre but est d'ailleurs moins de décrire les circonstances de gisement de chaque nature de roches que de montrer comment les éruptions se sont coordonnées dans le temps. A cet égard, les géologues sont parvenus, dans ces dernières années, à des résultats assez importants, qui nous permettent de faire précéder la description des massifs éruptifs de quelques notions générales sur la succession des phases de l'activité interne.

§ 3

CHRONOLOGIE DES ÉRUPTIONS

Série ancienne; série moderne. — L'activité éruptive ne s'est pas manifestée d'une manière constante pendant toute la durée des temps géologiques. Non seulement l'abondance des épanchements et la nature des produits ont varié avec les époques, mais il y a eu des phases de repos absolu. C'est ainsi qu'à l'heure actuelle on pourrait à peine citer un exemple bien authentique d'une éruption ayant interrompu le dépôt des sédiments jurassiques ou crétacés. Nous distinguerons donc (ainsi que nous l'avons déjà indiqué en traitant de la composition des roches) *deux séries d'éruptions*, l'une *ancienne*, dont les manifestations, fréquentes durant les temps primaires, ont généralement pris fin avec l'époque permienne, sauf dans certains districts, où elles ont continué jusqu'au déclin du trias; l'autre *moderne*, dont les débuts paraissent dater de l'éocène et qui se poursuit encore de nos jours.

Ces deux séries ne sont pas distinctes seulement par leur âge; elles le sont surtout par la nature des émissions. La première est caractérisée par la prédominance des types acides, ainsi que par l'état franchement cristallin des roches, où les éléments vitreux sont rares ou absents. Dans la seconde dominent les types basiques et neutres; la texture granitoïde y est d'une extrême rareté et partout intervient une proportion plus ou moins forte de pâte amorphe ou d'inclusions vitreuses, en même temps que les roches se montrent souvent criblées de vacuoles, comme celles que peuvent produire des dégagements gazeux au sein d'une masse en fusion. Il est donc visible que les éruptions de la première série, du moins les plus anciennes, ont dû s'accomplir en général sous une pression qui permettait l'existence de l'eau à l'état liquide et en présence de dissolvants, de nature à favoriser la cristallisation. Au contraire, dans la série moderne, la sortie des matières ayant eu lieu à l'air libre ou sous une faible

1) Voir *ante*, Deuxième Partie, Livre I, Section I.

Digitized by Google

pression, dans des conditions analogues à celles des volcans actuels, les gaz et la vapeur d'eau ont joué un rôle dans la constitution définitive des produits. Le caractère igné s'y accuse d'ailleurs beaucoup plus franchement et se traduit quelquefois de la manière la plus nette par la cuisson que les roches encaissantes ont subie. Ainsi des sables ont été vitrifiés et des argiles ont été transformées en *porcelanites* ou *thermantides* au contact de nappes ou de filons basaltiques.

Différences originelles des deux séries. — C'est pourquoi, sans nier que les dernières éruptions de la série ancienne, celles qui correspondent au trias et au permien, peut-être même au carbonifère, aient pu, jusqu'à un certain point, revêtir le caractère *volcanique*, nous pensons que cette épithète, qui implique l'idée d'émissions subaériennes et de projections violentes, convient surtout à la série moderne. C'est sans aucun droit qu'on voudrait l'appliquer aux épanchements granitiques, en attribuant à un métamorphisme ultérieur les différences si tranchées qui séparent leurs produits de ceux que rejettent les volcans actuels. Les cailloux de granite, dans quelque assise sédimentaire qu'on les rencontre, offrent toujours une composition et une texture identiques avec celles de la même roche, dans les grands massifs où on l'observe en place. A cet égard, les conglomérats siluriens, dévoniens ou carbonifères ne se distinguent en rien des brèches et des poudingues tertiaires, ce qui permet d'affirmer qu'à part quelques phénomènes superficiels d'altération, les roches granitiques n'ont subi, depuis leur sortie, aucune modification. Leur constitution est donc *originelle* et date du moment même où les masses épanchées ont pris l'état solide. Par suite, les circonstances de la consolidation, combinées avec la nature propre des émissions, peuvent seules rendre compte des différences constatées, et c'est vraisemblablement parce que ces deux sortes d'éléments ont différé suivant les périodes, que les roches de la série ancienne se distinguent si complètement de celles qui sont venues plus tard (1). A vrai dire, la genèse de ces roches est encore un mystère. Jusqu'ici les essais de reproduction artificielle n'ont jamais réussi à donner quoi que ce soit d'analogue à un granite ou à un porphyre, tandis que, par la voie ignée et à la faveur d'un refroidissement gradué, MM. Fouqué et Michel-Lévy ont pu obtenir du basalte, de la dolérite et de l'ophite. L'étude des inclusions liquides du quartz, dans les roches anciennes, n'indique pas que la température de leur consolidation ait dû être extrêmement élevée. Les caractères optiques du feldspath y sont ceux des espèces formées *par la voie humide* et s'altèrent sensiblement si on soumet le minéral à une cuisson. On doit donc penser que les types acides et neutres de la série ancienne ont pris naissance dans des conditions tout à fait spéciales, où, comme nous le disions plus haut, la pression et, sans doute aussi, les *dissol-*

(1) On a quelquefois employé l'épithète de *plutoniques* pour distinguer les roches éruptives anciennes, granites, porphyres, etc. Mais ce mot, qui semble accorder la prééminence à l'action ignée, ne nous paraît pas heureusement choisi pour une classe de roches où l'influence thermique est en quelque sorte voilée par celle des dissolvants.

Digitized by Google

vants, c'est-à-dire les alcalis, le chlore, le fluor, le phosphore, etc., ont joué un rôle dominant. Au contraire, dans la série moderne, l'action du feu se montre prépondérante et si les dissolvants n'ont pas fait entièrement défaut, comme en témoignent encore de nos jours les émanations acides et alcalines des fumerolles, du moins leur rôle a été singulièrement effacé. Le feldspath y est toujours vitreux, souvent fendillé et la valeur de l'angle de ses axes optiques atteste l'intervention d'une température élevée. Le quartz est fréquemment à l'état de *tridymite*, c'est-à-dire avec la densité de la silice obtenue par voie sèche. Sans doute le quartz hyalin proprement dit se montre aussi, et souvent en abondance, dans certaines variétés. Mais il ne faut pas oublier qu'avant leur arrivée au jour les roches éruptives ont dû faire un séjour plus ou moins prolongé dans leurs canaux d'ascension. De la sorte, leur consolidation a été *progressive* et l'on y peut distinguer plusieurs *stades*, dont les premiers devaient être caractérisés par une pression beaucoup plus forte que celle qui a présidé à l'épanchement définitif. Une telle pression, en maintenant les dissolvants, était de nature à favoriser la cristallisation préalable de certains éléments, destinés à être entraînés avec le reste de la masse demeurée liquide. Ainsi les diverses particularités de la texture des roches doivent s'expliquer par les circonstances multiples que chacune d'elles a traversées avant sa consolidation totale.

Principe de la classification des éruptions anciennes. — Les roches éruptives anciennes forment une série remarquablement ordonnée, où la variation des types acides permet de constater une diminution progressive dans la puissance de cristallisation. Cet affaiblissement, qu'Élie de Beaumont a le premier mis en lumière (1), en dressant le catalogue des corps simples renfermés dans les émanations de dates diverses, se traduit, comme l'a montré M. Michel-Lévy, par le mode, de moins en moins distinct, d'individualisation de la silice contenue en excès dans la pâte. Au début, cet excès cristallise largement dans les *granites*. Bientôt la silice s'isole en grains ou en cristaux dans les *granulites* et les *pegmatites*. Puis le grain de la pâte devient plus fin et les *porphyres*, d'abord *granitoïdes*, passent à l'état de *micropegmatites* et de *microgranulites*, en attendant que la silice se contente de s'isoler, comme dans les *eurites*, en auréoles et en sphérolithes ou, comme dans les derniers porphyres quartzifères, les *pyromérides* et les *pechsteins*, en traînées *pétrosiliceuses* et en veinules *calcédonieuses*, avec apparition de la texture fluidale. En conséquence, la série des éruptions anciennes peut se diviser en *périodes* de la manière suivante :

Périodes éruptives. — 1° *Période granitique*, essentiellement cambrienne, mais pouvant se poursuivre jusqu'au silurien inférieur et même au delà, comme en témoigne le métamorphisme de contact dû au granite. La *syénite*, la *diorite* et le *gabbro* sont les types neutres et basiques de cette période, où il semble aussi que la texture porphyrique commence à s'essayer dans certaines roches problématiques, plutôt tufacées que franchement éruptives, les *porphyroïdes*.

(1 *Note sur les émanations volcaniques et métallifères.*

Digitized by Google

2° *P. granulitique*, s'étendant du silurien au dévonien, caractérisée par les *granites à mica blanc*, les *granulites* et les *pegmatites*, ainsi que par des filons et des coulées de *diorite* et de *diabase*, avec tufs correspondants. Le type porphyrique y est représenté par l'*elvan*.

3° *P. porphyrique*, débutant, avec le commencement de l'époque anthracifère, par les *porphyres granitoïdes*, bientôt suivis des coulées de *porphyre noir* (*orthophyre*) et de *porphyrite*, avec tufs subordonnés, et des émissions de *porphyres quartzifères* à pâte *microgranulitique*, qui coïncident avec l'époque houillère. Enfin la période se termine, avec le dépôt des houilles supérieures, par les épanchements d'*eurite* et par la sortie de roches *trappéennes*.

4° *P. mélaphyrique*, qui s'étend du permien au trias et comprend, avec les *porphyres bruns* à texture fluidale, les *pyromerides* et les *pechsteins*, une grande abondance de roches basiques. Ces dernières sont tantôt des *melaphyres* francs, à pâte compacte ou vacuolaire, tantôt des *diabasophyres* ou encore des *euphotides* et des *variolites*, accompagnées de *serpentines*.

Tandis que les roches basiques anciennes se présentent en nappes, les types acides affectent la forme de massifs irréguliers, ou plus souvent de filons, quelquefois très puissants. Mais les porphyres quartzifères, surtout ceux de la période mélaphyrique, forment aussi de véritables coulées.

Tels sont les traits généraux de la série éruptive ancienne ; mais la connaissance des détails est encore de trop fraîche date et trop incomplète pour qu'il soit possible d'entreprendre, pour chacune de ces périodes, une description historique détaillée. D'ailleurs leurs produits se pénètrent mutuellement et s'enchevêtrent dans un certain nombre de massifs anciens bien définis, où s'impose l'étude simultanée des éruptions successives. Nous nous bornerons donc à passer en revue quelques-uns de ces massifs en indiquant brièvement ce qu'on sait de leur constitution.

Éruptions modernes. — La même marche s'impose, à plus forte raison, quand il s'agit de la série éruptive moderne, où la succession des types est loin de présenter des caractères aussi tranchés que dans la série ancienne. Cela tient au rôle, relativement effacé, qu'y jouent les roches acides. Cependant les travaux de M. Michel-Lévy ont établi une certaine analogie entre la suite des éruptions acides dans les deux séries. Ainsi les *liparites granitoïdes* apparaissent les premières, dans l'éocène, comme si, à la faveur du long repos de l'ère secondaire, les dissolvants avaient retrouvé assez d'énergie pour reconstituer, sinon des types granitiques francs, du moins des roches granulitiques. Plus tard se montrent les *dacites* de Hongrie, en quelque sorte analogues aux microgranulites et aux kersantons, puis les *porphyres à quartz globulaire* de la Clotilde-Kluft, dans la même région et, enfin, les vrais *trachytes* et les *rhyolithes*, équivalent des porphyres pétrosiliceux permiens.

Si l'éocène des Apennins et des Pyrénées paraît offrir la trace d'émissions *ophitiques* ou *serpentineuses*, c'est surtout avec le miocène aquitanien que com-

Digitized by Google

mence la grande phase volcanique dont la période pliocène a vu l'apogée. Cette phase débute souvent par un épanchement de *basalte*, se poursuit par des émissions de *trachyte* et d'*andésite*, et finit presque partout, en Hongrie comme en Auvergne et même aux États-Unis, par un véritable déluge de *basalte*, dont les coulées, en se refroidissant, ont affecté en général la séparation prismatique ou colomnaire (fig. 563). Tantôt les prismes sont d'une admirable régularité, comme dans la grotte de Fingal, sur l'île de Staffa, et aux environs de Murat, dans le Cantal; tantôt ils se disposent en éventail, comme on en voit de beaux exemples en Auvergne et sur les bords du Rhin, ou encore transversalement aux parois des dykes, quand le basalte, au lieu de former des coulées, a donné naissance à des filons. Lorsque les têtes des prismes viennent affleurer dans une vallée, elles y forment une sorte de pavage hexagonal, dit *chaussée des géants*. Quelquefois les colonnes présentent une division horizontale en tronçons (fig. 564) qui les fait ressembler à des fromages empilés (*Grotte des fromages* de Bertrich-Baden).

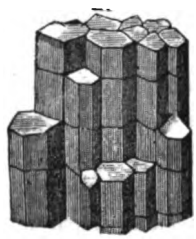

Fig. 563.
Colonnade basaltique.

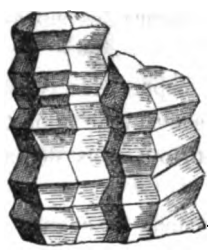

Fig. 564.
Colonnes basaltiques tronçonnées.

En général, dans la série moderne, les types basiques forment des coulées d'une étendue et d'une régularité parfois remarquables, tandis que les types acides se présentent plutôt à l'état de massifs, isolés par l'érosion et faisant saillie au-dessus du terrain environnant, comme les *dômes* de l'Auvergne et bon nombre de rochers trachytiques ou phonolitiques. Ces rochers (volcans *homogènes* de divers auteurs) sont des *noyaux éruptifs*, des sommets de cheminées d'épanchement, autrefois sans doute entourés d'un manteau de débris projetés, que le temps a fait disparaître. Ce n'est qu'aux approches de la période actuelle que les *appareils cratériformes* se montrent à nous dans toute leur intégrité. Pourtant, à en juger par le caractère et la puissance de certains conglomérats, il n'y a pas de doute que des appareils analogues aient existé à d'autres époques, notamment lors des éruptions pliocènes de l'Auvergne, où M. Fouqué en a d'ailleurs retrouvé des traces. Mais les grandes érosions quaternaires ont eu raison de ces amas de débris si faciles à désagréger, et ceux-là seuls sont parvenus jusqu'à nous qui, formés après les temps glaciaires, n'ont pas eu à subir au même degré les rudes attaques des agents extérieurs de destruction, si puissants, comme nous l'avons vu, à l'époque du mammouth.

Digitized by Google

CHAPITRE II

SÉRIE ÉRUPTIVE ANCIENNE

§ 1

VOSGES, ARDENNES, COTENTIN, ARMORIQUE

A. MASSIF VOSGIEN, ARDENNES

Granite des Vosges. Ses actions métamorphiques. — Le *granite* forme, pour ainsi dire, l'axe du terrain fondamental des Vosges (1), traversant le massif de Dambach au Val d'Ajol, dans une direction oblique à celle de la ligne de faîte de la chaîne. On distingue deux types intimement liés l'un à l'autre, quant aux conditions de gisement, le granite *commun* ou à grain fin du Hohneck et de Remiremont, parfois stéatiteux comme au Brézouars, et le granite à grands cristaux ou *porphyroïde*, qui constitue la vraie base du massif et aussi la crête de la chaîne entre le col du Bonhomme et le col de Bussang. Ce granite contient généralement deux feldspaths.

Au granite des Vosges est dû le métamorphisme des schistes de la vallée d'Andlau, dits *Steiger Schiefer*. Nous indiquerons avec quelques détails les circonstances de cette modification, bien étudiées par M. Rosenbusch (2), parce qu'elles caractérisent également l'auréole métamorphique du granite dans un grand nombre d'autres contrées, Saxe, Erzgebirge, Cumberland, Cornouailles, etc.

La roche éruptive des environs de Barr et d'Andlau est une *granitite* porphyroïde à deux feldspaths. Son action a été purement périphérique et le granite n'y est intervenu par aucun de ses éléments propres. Cette action se résume dans la formation de trois auréoles successives, qui sont, à partir du granite : 1° la zone des *cornéennes* (*hornfels*) ; 2° la zone des *micaschistes noduleux* (*Knotenglimmerschiefer*) ; 3° la zone des *phyllades noduleux* (*Knotenthonschiefer*). L'épaisseur des trois zones réunies varie de 80 à 1200 mètres. Elle est en moyenne de 500 à 600 mètres, dont la moitié à peu près pour la zone des cornéennes, quand elle existe.

Le premier signe du métamorphisme des phyllades consiste dans l'apparition, au sein de la roche, de corpuscules noduleux noirâtres, formés par une simple concentration de la matière colorante du schiste; car la texture et la

(1) Élie de Beaumont, *Explication de la carte géologique*, I, p. 302.
(2) *Die Steiger Schiefer*. Voir aussi *Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine* p. 36.

Digitized by Google

composition de ce dernier sont identiques avec celles des nodules. Exceptionnellement il se développe dans cette zone des cristaux de *mâcle* ou *chiastolithe*.

Bientôt la masse des nodules augmente; la pâte du schiste devient plus brillante, plus cristalline et laisse apercevoir du mica et du quartz. Les silicates hydratés disparaissent; à leur place se montrent la *biotite*, la *staurotide*, la *chiastolithe*, le *dipyre*, quelquefois la *tourmaline*. Puis les nodules eux-mêmes sont comme résorbés et tout le schiste passe à l'état de micaschiste; enfin, plus près encore du granite, la schistosité disparaît et la roche est devenue entièrement cristalline.

C'est alors que, fréquemment mais pas toujours, se montre la zone des cornéennes. La matière colorante charbonneuse a entièrement disparu; la roche, d'un gris bleu, est très compacte; mais le microscope y dévoile le *quartz*, le *mica magnésien*, la *magnétite* et l'*andalousite* et cette dernière apparaît en grains ou en petits prismes sur les surfaces altérées. Le type de ces cornéennes en Alsace existe dans le val de Münster. On y trouve de 55 à 60 % de silice.

Selon M. Rosenbusch, les trois auréoles ne dérivent pas par transformation les unes des autres, mais le métamorphisme les fait naître telles quelles suivant la distance au granite.

En tout cas, le fait caractéristique est l'absence complète du feldspath dans la zone de contact. C'est la meilleure preuve qu'il n'y a pas eu mélange des éléments du schiste avec ceux du granite.

Syénites, Minettes, Granulites vosgiennes. — Les *syénites* et les *granites amphiboliques* des Vosges, avec *diorites* subordonnées, paraissent d'âge plus récent que le granite franc. On leur attribue la transformation en *amphibolite* du calcaire dévonien de Rothau, où les polypiers sont remplacés sans déformation par des cristaux d'amphibole, de grenat et d'axinite, tandis qu'en certains points le calcaire s'est transformé en un mélange de pyroxène lamellaire, d'épidote et de grenat compact (1).

Un bon nombre des roches décrites comme *minettes* dans les Vosges sont des syénites micacées amphiboliques, dont l'éruption a eu lieu entre le dévonien et le carbonifère.

La *granulite* est fréquente dans les Vosges, où elle a été plus d'une fois qualifiée de leptynite. Tantôt elle est injectée dans le gneiss, comme à la cascade de Gréhard; tantôt on la trouve en filons parallèles dans la syénite, par exemple à Plombières. Elle traverse aussi les diorites de la région. On lui attribue la transformation de certains calcaires cristallins dépendant du terrain primitif. Les variétés compactes de granulite, auxquelles a été donné le nom d'*aplites*, méritent d'être classées avec les *elvans*.

Porphyres et Mélaphyres vosgiens. — Les roches porphyriques acides des Vosges sont, d'abord des *porphyres granitoïdes* (Saint-Amé, Rochesson), puis des *microgranulites*, suivies de porphyres *pétrosiliceux*, en belles coulées dans le

(1) Daubrée, *Géologie expérimentale*, p. 141.

Digitized by Google

permien (Val d'Ajol, etc.), à structure quelquefois prismatique (Nideck). Les *pyromérides* vosgiennes sont du même âge. Mais les roches neutres ou basiques ont aussi de nombreux représentants dans cette région. C'est ainsi que l'époque anthracifère y a vu des épanchements de *porphyrites* (*porphyres bruns*, etc.), dépourvues de quartz et dont l'âge est marqué de la façon la plus nette par leur intime liaison avec les grauwackes du *Culm* à *Lepidodendron*. Ces dernières ne sont bien souvent que des brèches ou des tufs de porphyrite.

Des *mélaphyres* francs, avec *serpentines*, abondent dans les Vosges, où ils offrent des variétés vacuolaires et appartiennent à l'époque permienne, sauf quelques-uns, comme le trapp ou mélaphyre compact de Raon-l'Étape, et ceux de Dolleren, Urbeis et Fresse, qui paraissent être de l'âge du *Culm* (1). C'est probablement avec les mélaphyres qu'il convient de ranger les beaux *porphyres diabasiques*, à grands cristaux de plagioclase, de Giromagny, de Belfahy, de Faucogney, etc.

Les Vosges (ainsi que la Forêt-Noire, qui offre une constitution tout à fait identique) sont un pays classique pour les *argilophyres* et les *tufs porphyriques*, subordonnés aux porphyres pétrosiliceux du permien. En remarquant que le grès des Vosges est souvent composé de grains quartzeux à facettes cristallines très nettes et mérite l'épithète de *grès cristallisé*, M. Daubrée (2) a émis l'idée que ce phénomène pouvait être en rapport avec la formation des tufs. L'action qui a privé l'argilophyre de son silicate alcalin aurait donné naissance à un liquide capable de précipiter du quartz en s'épanchant dans la mer ou dans les lacs, comme il s'en forme quand on fait agir l'eau surchauffée sur du verre. Dans le grès des Vosges, cette précipitation a dû se faire dans des conditions telles, que l'oxyde de fer demeurât anhydre. Ce qui donne du poids à cette hypothèse, c'est le fait que les sables cristallisés font défaut dans les couches antérieures aux épanchements porphyriques.

En dehors de la formation des tufs, les porphyres paraissent n'avoir exercé dans leur voisinage aucune action métamorphique sensible. En revanche, ils ont subi un certain endomorphisme qui, dans les porphyres microgranulitiques de la vallée de Kirneck, se traduit par une apparence variolitique, avec production de sphérolithes visibles au microscope (3).

Près de Barr, au contact d'un granite amphibolique, le porphyre quartzifère est changé, sur quelques centimètres, en un porphyre pétrosiliceux à pâte fluidale isotrope, contenant quelques grains de quartz. Il n'y a pas de limite nette relativement au granite, mais une zone mixte où le feldspath n'est plus reconnaissable.

Ardennes, Brabant. — Porphyroïdes, Amphibolites, Porphyrites quartzifères. — Les schistes cambriens des Ardennes laissent apercevoir, dans la vallée

(1) Rosenbusch, *Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine*, p. 381.
(2) *Géologie expérimentale*, p. 226.
(3) Rosenbusch, *Mikroskopische Physiographie*, etc., p. 100.

Digitized by Google

de la Meuse, notamment aux environs de Mairus et de Laifour, des roches de structure à la fois *cristalline* et *gneissique*, intercalées dans les schistes parallèlement à la stratification, et dont les unes sont des *porphyroïdes* et les autres des *amphibolites* (1). MM. de Lavallée-Poussin et Renard distinguent les *porphyroïdes compactes* (*hyalophyre* de Dumont), les *p. schistoïdes* et les *p. euritiques* (*albite phylladifère*). D'après M. Gosselet (2), ces roches, dont on connaît aujourd'hui plus de 50 gisements (formés pour la moitié d'amphibolites), s'alignent suivant une bande oblique à la direction générale des couches cambriennes de la Meuse. Les choses se passent comme si les plans de stratification s'étaient ouverts en de nombreux points, sur le parcours d'une ligne d'éruption qui aurait donné passage, soit à des roches d'épanchement proprement dites, soit, tout au moins, à des agents capables de métamorphoser profondément les schistes sur une faible étendue.

Les gisements paraissent lenticulaires et les amphibolites dominent sur la rive gauche de la Meuse, tandis que, sur la rive droite, on n'observe guère que des porphyroïdes.

M. de Lavallée-Poussin a signalé récemment, dans le silurien fossilifère du Brabant, des bandes de porphyroïdes semblables à celles des Ardennes. Si donc il règne encore une grande incertitude sur le mode de formation de ces roches, du moins il semble difficile de les considérer comme contemporaines du dépôt des schistes qui les encaissent.

C'est dans le Brabant que s'observent les *porphyrites quartzifères* (*épidiorites*, *diorites quartzifères*) de Quenast, de Lessines et de Lembecq. D'après MM. de Lavallée-Poussin et Renard (3), ces roches, dont les unes ont une structure prismatique accentuée, tandis que d'autres se divisent en sphéroïdes, ont fait éruption à travers les schistes siluriens et cambriens, qui sont devenus feldspathiques à leur contact.

B. COTENTIN

Granite. — Le *granite* apparaît dans le Cotentin en longues bandes, orientées à peu près de l'ouest à l'est et formant, au milieu des schistes cambriens, d'énormes filons de plusieurs kilomètres de largeur. Ces massifs envoient d'ailleurs dans les phyllades, comme on peut s'en assurer au nord de Mortain ainsi qu'aux environs d'Avranches, des filons réguliers de 1 à 2 mètres de puissance, en même temps qu'ils empâtent de nombreux fragments anguleux de grauwacke silicifiée. La roche dominante est le *granite* commun à grain moyen dit *de Vire*, très propre aux constructions et largement employé pour les dalles de trottoirs. Pour arriver à la roche solide, il faut dépasser une zone superficielle, parfois épaisse de plusieurs mètres, où le granite est transformé en arène meuble, avec

(1) De Lavallée-Poussin et Renard, *Mém. sur les roches plutoniennes de l'Ardenne*, 1876.
(2) *Ann. Soc. géol. du Nord*, VII, p. 132.
(3) *Mémoire sur les roches plutoniennes de la Belgique.* — *Bull. Acad. roy. de Belg.*, août 1879.

Digitized by Google

veinules d'un quartz corné grisâtre, qui provient sans doute de la décomposition du feldspath.

Parfois le granite du Cotentin devient porphyroïde par le développement de grands cristaux d'orthose. A ce type appartiendrait le granite de Cherbourg.

Le granite a fait subir aux phyllades cambriens un métamorphisme périphérique qui s'étend à plusieurs centaines de mètres de distance de la masse éruptive. Le plus souvent, ce métamorphisme consiste dans une transformation progressive du schiste en phyllade noduleux, et de ce dernier en une sorte de micaschiste à nodules (*leptynolithe*) auquel on donne habituellement le nom de *schiste mâclifère*, bien qu'en réalité il y ait formation de noyaux noirâtres plutôt que de mâcles proprement dites. Ce type de roche comprend les *cornubianites* et les *Fruchtgneisse* de divers auteurs.

Assez souvent, notamment aux environs d'Avranches, le micaschiste noduleux ou tacheté se transforme en une véritable cornéenne, ayant parfois la compacité du phthanite : c'est grâce à l'extrême dureté des deux *murailles de cornéenne* qui l'enserrent, que l'arête granitique d'Avranches à Mortain a pu conserver son relief, car le noyau éruptif qui en forme l'axe se désagrège et s'altère très facilement; aussi n'affleure-t-il qu'au sommet de l'arête.

Le durcissement du schiste ou de la grauwacke semble devoir être attribué à des émanations contemporaines de la sortie du granite. D'une part, la zone métamorphique est fréquemment parcourue par de gros filons de quartz laiteux. D'autre part, il est des points, comme la chaîne de Vengeons, près de Sourdeval, où le contact du granite et du cambrien est marqué par une véritable *zone mixte*, abondante en noyaux, nodules et veinules de quartz, qui courent à travers le granite comme dans la roche encaissante. Des exploitations de quartz pour empierrement s'échelonnent sur cette zone de contact.

La *syénite* existe dans le Cotentin; mais les relations d'âge en sont mal connues. On a décrit, tantôt sous ce nom, tantôt sous celui d'*amphibolite*, une roche à amphibole qui traverse en filons le grès armoricain du cap Fréhel et qui pourrait appartenir à la catégorie des porphyres.

Diabases. Granulite tourmalinifère. Porphyres, etc. — Les phyllades et les schistes mâclifères du Cotentin sont traversés par d'assez nombreux filons d'une *diabase* de couleur verte très foncée, souvent qualifiée, mais à tort, de *diorite*. Ces filons, épais depuis 1 mètre jusqu'à 25 mètres et offrant aux affleurements la structure sphéroïdale à écailles concentriques, se poursuivent avec une grande régularité sur des longueurs de huit à dix kilomètres et plus. Leur parcours est constamment jalonné par de gros blocs arrondis ou de véritables sphéroïdes que leur dureté a préservés lors de la destruction de la tête des affleurements. Tels sont les filons des environs de Barenton et de Sourdeval, dont l'altération superficielle fait naître une arène calcarifère, appelée *marne* dans le pays. La roche franche est très dure et propre à l'empierrement. On ne l'a pas encore observée dans les schistes ou les quartzites de l'étage armoricain, bien

Digitized by Google

que quelques-uns des filons se poursuivent dans les phyllades cambriens jusqu'au contact du silurien. En revanche, il y a, près de Chérencé-le-Roussel, un point où la diabase est en filons dans le granite.

On ne saurait conclure avec certitude, des faits observés, que la diabase soit antésilurienne, car c'est aussi dans les schistes cambriens ou dans le granite que semble exclusivement concentrée la *granulite tourmalinifère* du Cotentin qui, d'autre part, est identique avec le granite stannifère de Cornouailles. Cette roche, qui forme les îlots du mont Saint-Michel et de Tombelaine, ainsi que divers filons aux environs de Saint-Hilaire du Harcouët et d'Avranches, est peut-être d'âge dévonien et, si on ne la rencontre pas dans les couches siluriennes, cela peut tenir à ce que ces dernières ne se sont pas prêtées à la formation des fentes qui ont donné passage à la granulite. Le contact avec les schistes est d'ailleurs accompagné de phénomènes de métamorphisme qui rendent très difficile la détermination de la limite exacte, comme si, moins riche que le granite en émanations périphériques, la granulite avait, en revanche, exercé un métamorphisme de contact plus énergique.

Avec cette roche doit être rangé le granite à mica blanc d'Alençon, où de nombreuses parties pegmatoïdes renferment des cristaux de quartz enfumé et des prismes de béryl.

Sur la limite orientale du Cotentin s'observe, dans le Calvados, un *porphyre quartzifère* sur lequel le terrain houiller de Littry repose en couches horizontales. Les poudingues de ce terrain contiennent d'ailleurs de nombreux galets du porphyre (1). Il existe en outre, dans le bassin de Littry, un *trapp* tout à fait semblable à celui qui, dans le Morvan, recouvre les assises houillères situées à la base du permien.

C. MASSIF ARMORICAIN.

Granite. — Le *granite* de Vire se poursuit en Bretagne, où il est largement exploité aux environs de Fougères. Souvent il devient porphyroïde, comme la variété à grands cristaux de feldspath rouge chair de Laber-Ildut, aux environs de Brest. Près de Lesneven, le granite à grands cristaux coupe assez obliquement les feuillets du gneiss de la rade de Brest et contient des parties noirâtres qu'on a considérées comme des fragments anguleux de cette dernière roche (2).

Le granite de la Bretagne a produit, comme celui du Cotentin, un métamorphisme marqué sur les schistes encaissants; mais cette action n'est pas limitée aux seuls sédiments cambriens et l'on connaît, depuis les descriptions de Puillon-Boblaye, les schistes à calymènes des Salles de Rohan, devenus mâclifères au contact du granite.

Diorites, Diabases, Granulites. — Les *diorites quartzifères* de la Bretagne doivent être rayées de la catégorie des roches éruptives; d'après M. Barrois, elles

(1) Hérault in Dufrénoy, *Explic. de la carte géol. de France*, I, p. 197.
(2) Dufrénoy, *op. cit.*, p. 194.

Digitized by Google

font toujours partie du terrain primitif. En revanche, les *diorites* sans quartz de Concarneau et de Créach Maria coupent les granites éruptifs et il en est de même des *diabases*, dont les filons sont parfois d'une grande longueur; l'un d'eux peut se suivre sur 50 kilomètres le long du versant nord du Menez-Hom. Ces diabases ont exercé sur les roches encaissantes un métamorphisme énergique, qui a produit des schistes siliceux, des *spilosites* amygdaloïdes et des calcaires albitifères (1).

La *granulite* est fréquente dans le massif armoricain. Aux environs de Nantes, elle s'est épanchée en filons dans les couches du silurien inférieur. La même roche, en traversant les gneiss et les micaschistes, les a partiellement transformés en gneiss granulitiques (2). La granulite de Guérande est traversée par de nombreuses veines d'une *pegmatite* accompagnée de quartz stannifère. On remarque que, dans les schistes et grès siluriens, la roche est une vraie pegmatite à feldspath rose, tandis que, dans les schistes ampéliteux voisins, les veines sont purement quartzeuses.

Porphyres, Kersanton, Pierre carrée. — Les *porphyres quartzifères* des environs de Brest se rapprochent beaucoup des *elvans* et passent facilement au pétrosilex (3). On n'a du reste encore que des notions très sommaires sur les roches porphyriques du massif armoricain, auxquelles on peut rattacher, à titre d'annexe, le beau *porphyre quartzifère truité* de Sillé-le-Guillaume, analogue aux microgranulites du Plateau central. En outre, on connaît, dans le bassin de la Basse Loire, plusieurs affleurements d'un porphyre quartzifère qui disloque les assises de l'étage anthracifère en métamorphosant, à son contact, les couches de schiste et de charbon (4).

Le *Kersanton* de la rade de Brest est, d'après M. Barrois (5), postérieur au dévonien inférieur et lié de telle sorte aux porphyres et eurites quartzifères de la région qu'il est difficile de ne pas regarder toutes ces roches comme contemporaines. D'autre part, ces porphyres existent en galets dans les poudingues anthracifères de Quimper. On peut donc penser que le Kersanton est de l'âge du porphyre granitoïde de la Loire, conclusion à laquelle MM. Michel-Lévy et Douvillé avaient déjà été conduits par l'étude minéralogique de la roche (6).

On donne le nom de *pierre carrée* à une roche intercalée en nappes dans le terrain anthracifère de la basse Loire et qui affecte une division parallélipipédique très marquée. C'est une sorte de *porphyrite* feldspathique, passant par des tufs aux roches sédimentaires encaissantes et équivalente aux roches porphyriques du *Culm* vosgien.

(1) Ch. Barrois, *Ann. Soc. géol. du Nord*, VIII, p. 117.
(2) Lory in Michel-Lévy, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 804; VIII, p. 14.
(3) Ch. Barrois, *Ann. Soc. géol. du Nord*, VIII, p. 109.
(4) Dufrénoy, *op. cit.*, p. 196.
(5) *Ann. Soc. géol. du Nord*, IV, p. 59.
(6) *Bull. soc. géol. de France*, 3e série, V, p. 51.

Digitized by Google

§ 2

PLATEAU CENTRAL DE LA FRANCE

Granite. — Le *granite* joue un rôle important dans la constitution du Plateau central de la France, où il forme de grands massifs ainsi que des filons, injectés dans le gneiss et dans les schistes cristallins. On distingue le *granite commun* ou *à grain fin*, et le *granite porphyroïde*, sur la pâte duquel se détachent de grands cristaux d'orthose. En outre, il existe quelques affleurements d'un granite plus ancien, qui passe au gneiss avec lequel il est intimement associé. Le granite commun, du type de celui de Vire, constitue toute la région des environs d'Ussel et de Guéret; on l'exploite pour les pavés à Limoges. Le granite porphyroïde s'observe aux environs de Coudes, ainsi que près de Meymac et au pied du Puy-de-Dôme, où il est injecté à travers des schistes que M. Julien considère comme cambriens. C'est aussi un granite porphyroïde qui se montre, au mont Pilat, en contact avec le gneiss, dont il empâte des fragments, et la même variété est très répandue dans le Morvan, aux environs de Lormes.

Le granite englobe fréquemment des débris d'une sorte de leptynite amphibolique, qui paraît empruntée au terrain primitif.

Métamorphisme granitique. — A Saint-Léon (Allier), les schistes micacés cambriens subissent, au contact du granite porphyroïde, une transformation dont M. Michel-Lévy a décrit les diverses phases (1). Les grains brisés de quartz commencent par devenir des granules arrondis, avec ciment de mica noir feuilleté. Enfin l'injection à courte distance des éléments de la pâte granitique développe du feldspath et du quartz, qui disloquent les minéraux précédents, tout en respectant la schistosité primitive. L'auréole métamorphique des schistes a près de 800 mètres d'amplitude. Quelquefois le métamorphisme se réduit à la production d'un schiste *glanduleux* ou *tacheté*, d'apparence *mâclifère*.

De véritables schistes mâclifères forment, dans le Morvan, une zone appliquée contre le granite, depuis les environs de Saint-Honoré jusqu'à ceux de Bourbon-Lancy.

Dans les Cévennes, l'action métamorphique du granite sur les talcschistes micacés ou schistes sériciteux ne paraît pas s'être étendue à plus de 100 mètres de distance de la surface de contact. Cette action se résume dans la silicification du schiste, l'injection de petits filets de granite à grain moyen et à mica talqueux, enfin la production de nœuds et de veines d'un feldspath tourmalinifère (2). Ces divers phénomènes se montrent avec beaucoup de netteté aux environs de Vialas (Lozère).

Diabase, Diorite, Serpentine. — Dans le Beaujolais, d'après M. Michel-Lévy, les roches éruptives les plus anciennes seraient des *diabases* à ouralite et des

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 181.
(2) G. Fabre, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, V, p. 405.

Digitized by Google

diorites, interstratifiées au milieu des schistes cambriens et accompagnées de *serpentine* à Saint-Bonnet, près Matour. Dans le voisinage s'observe un *granite* qui a transformé les schistes sériciteux voisins en schistes tachetés ou mâclifères, et dans lequel la diorite se retrouve en fragments.

Aux environs d'Autun, dans la localité des Epériaux, près Verrière, une *diorite* avec magnétite, hornblende et labrador perce les quartzites dévoniens.

Granulite. Minette. Kersantite. Elvan. — Tandis que le granite du Plateau central est intimement lié au terrain de gneiss et de micaschistes, dont il partage généralement les caractères orographiques, la *granulite tourmalinifère* ou le *granite à mica blanc* (*granite à deux micas* des auteurs) forme des chaînes de dômes arrondis qui, dans la Creuse, s'élèvent notablement au-dessus du terrain environnant (chaîne de Blond). Cette granulite, antérieure à la formation des couches carbonifères, qui en contiennent des galets, est considérée par divers auteurs comme ayant fait éruption à l'époque dévonienne. Beaucoup moins compacte que le granite ordinaire, elle se résout facilement en une arène où l'on voit briller au soleil les paillettes de mica argentin. Plusieurs gîtes stannifères y sont liés, ainsi que les *pegmatites* et les *kaolins* du Limousin qui représentent, selon toute apparence, un mode spécial d'épanchement granulitique, arrivé au jour au milieu d'une abondance particulière d'émanations fluorées. Toutefois, il n'est pas démontré que toutes les pegmatites du Plateau central soient du même âge, et il en est qui se séparent bien difficilement du granite ordinaire, au milieu duquel elles forment comme des veines de sécrétion. D'autre part, il est juste de reconnaître que cette fusion apparente des deux roches pourrait résulter de ce que l'éruption de la granulite en filons, à travers un granite plus ancien, a dû replacer ce dernier dans des conditions analogues à celles de son épanchement primitif.

Une granulite plus compacte s'observe en filons dans le granite du Puy-de-Dôme, par exemple à Coudes et au Tombeau de Pontgibaud.

Dans le Morvan, la *granulite*, toujours postérieure au *granite*, a percé des couches dévoniennes à Bourbon-Lancy et Cussy (1); mais elle ne paraît pas avoir pénétré dans le système permo-carbonifère. Sa sortie a été accompagnée d'éruptions de *minettes* et de *kersantites*. En outre, lorsque cette granulite surgit au milieu du gneiss, elle s'y injecte en mille veinules, donnant lieu à une roche très particulière, saturée de silice, semblable au gneiss rouge de la Saxe et que M. Michel-Lévy a désignée sous le nom de *gneiss granulitique*. Le gneiss friable, à mica blanc et feldspath rose, des limites du Puy-de-Dôme et de la Corrèze, se montre associé à de grands filons quartzeux, avec mispickel, du genre de ceux qui accompagnent d'ordinaire les gîtes d'étain et de quartz aurifère liés au granite à mica blanc.

Le granite du Beaujolais est percé par des filons de *granulite*, de *pegmatite* et d'*hyalomicte*, qui n'entament pas l'étage anthracifère et dont les cailloux se

(1) Michel-Lévy, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 761.

Digitized by Google

retrouvent, avec ceux du granite, dans les poudingues qui couronnent cet étage.

L'*elvan* qui n'est, comme on sait, qu'une variété compacte et porphyrique de granulite, accompagne souvent cette dernière roche. Tantôt, comme dans la Creuse, c'est un elvan pétrosiliceux, parfois tout à fait corné; tantôt, comme dans le Puy-de-Dôme (Pranal, Manzat, Saint-Yvoine), c'est un véritable porphyre quartzifère, avec grands cristaux mâclés d'orthose ou prismes de pinite.

Porphyres granitoïdes. Orthophyres et tufs. — Les *porphyres granitoïdes* de la Loire, dont il existe de beaux types à Boën, Urphé, Saint-Just, etc., ont été considérés par M. Grüner comme appartenant à la base même de l'étage anthracifère. La variété *euritique* de Boën est la plus répandue.

La plupart de ces roches sont assez pauvres en quartz récent et offrent un passage graduel aux *orthophyres* (1), dont elles préparent la venue.

En divers points du Morvan, aussi bien que dans la Loire et dans l'Allier, les schistes anthracifères sont recouverts (fig. 565) par une puissante formation de *tufs porphyriques*. A la base, ces tufs alternent avec des couches schisteuses où l'on observe parfois de l'anthracite et des empreintes végétales. Au sommet apparaissent des coulées franches de *porphyre noir* ou *orthophyre*, à pâte souvent amorphe. Les tufs sont composés de fragments très brisés de quartz, d'orthose, d'oligoclase, de mica noir, cimentés par une pâte calcédonieuse (2). On leur a donné quelquefois, dans le Morvan, le nom de *roches vertes*.

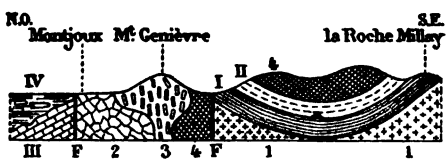

Fig. 565. — Coupe des environs du Mont-Genièvre, en Morvan (d'après MM. Michel-Lévy et Vélain).

1. granite; 2, granulite; 3, porphyre noir; 4, tufs porphyriques; I, schistes et quartzites dévoniens; II, schistes et calcaires anthracifères; III, sinémurien; IV, pliocène; F, F, failles.

Les mêmes faits s'observent dans le Beaujolais, où l'étage anthracifère est immédiatement recouvert par une *porphyrite*, fréquemment vacuolaire, à pyroxène, formant la base d'une puissante assise de *tufs orthophyriques*, avec nappes plus ou moins discontinues d'*orthophyre*.

Les tufs ont été souvent qualifiés de *grès métamorphiques*. Il est certain que la distinction n'est pas toujours facile entre les grès franchement sédimentaires du terrain carbonifère et les assises à la formation desquelles les phénomènes éruptifs ont dû contribuer.

Porphyres quartzifères. — Les porphyres quartzifères à pâte *microgranulitique* ont apparu, dans le Morvan comme dans la Loire, après le dépôt des couches anthracifères et leur sortie, en filons orientés N. N. E.-S. S. O., correspond à la lacune qui sépare la formation de ces couches de celle des bassins

(1) Michel-Lévy, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, III, p. 207.
(2) Michel-Lévy, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 940.

Digitized by Google

houillers de la région. A la Chambodut, près Saint-Just (Loire), ainsi qu'à Lucenay-l'Évêque, on voit ces microgranulites traverser en filons les porphyres noirs, tandis qu'on les retrouve, à l'état de galets roulés, dans les poudingues de la base de l'étage houiller supérieur, à Cortecloux, près Autun, à Montlifé, Sincey, Decize, etc. En même temps que ces roches ou peu après, se sont épanchés des porphyres à *quartz globulaire*, présentant déjà dans leur pâte des indices de matière amorphe. Enfin les uns et les autres ont été recoupés par des porphyres *pétrosiliceux*, comme celui de Montreuillon, qui sont venus former de vastes coulées, à structure fluidale bien marquée. Ces derniers se présentent en quelque sorte comme l'aurore des éruptions permiennes (1). Sur le même horizon se rangent des *eurites* blanchâtres quartzifères, généralement supérieures au terrain houiller, au contact duquel elles offrent des conglomérats de friction.

Une série tout à fait semblable existe dans le Beaujolais, où M. Michel-Lévy reconnaît la succession suivante : 1° *Porphyre* à pâte de *microgranulite* ou de *micropegmatite*, occupant des dépressions dans les couches anthracifères ; 2° *P. à quartz globulaire*, connu seulement en filons minces ; 3° *P. pétrosiliceux*, constituant les dernières coulées de la région, accidentées par des failles où l'on observe des lambeaux de l'étage houiller supérieur ; ces lambeaux débutent quelquefois par des poudingues où sont contenus des galets du porphyre pétrosiliceux.

Roches trappéennes. — Le dépôt des premières couches permiennes du Morvan a été signalé par la sortie, en d'innombrables fractures, de roches *trappéennes* (*minettes* de quelques auteurs) ou *porphyrites micacées* de M. Michel-Lévy (2). Ces roches forment le plus souvent des filons minces, de 1 à 2 mètres de puissance, se poursuivant parfois sur plusieurs kilomètres, avec une direction comprise entre 120° et 150°. Mais le long de la bordure septentrionale du bassin d'Autun, on les voit s'épancher en dômes et en coulées. Aucune de ces émissions trappéennes ne traverse le trias et on en observe des fragments dans des filons de fluorine et de calcédoine se reliant aux quartz triasiques, tandis qu'elles recouvrent les assises houillères du Grand-Moloy, qui forment la base du permien d'Autun.

Tel est également l'âge qu'il convient d'attribuer à la *roche noire* du bassin de la Queune (Allier).

Beaucoup de variétés de ces roches trappéennes offrent une affinité marquée avec les véritables mélaphyres. Du reste, ces roches basiques, qui représentent les *whinstones*, *toadstones*, *trapps* et *green rocks* des bassins houillers anglais, ainsi que certaines *basaltites* d'Allemagne, se sont épanchées à plusieurs reprises depuis le commencement de l'époque houillère supérieure. Ainsi M. Grüner (3) en signale dès l'étage de Rive-de-Gier. Quelques-unes ont le caractère d'épan-

(1) Michel-Lévy, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 763.
(2) *Loc. cit.*, pp. 763, 873.
(3) *Bassin houiller de la Loire*, 1882.

Digitized by Google

chements boueux, comme le *gore blanc* de Saint-Etienne, sorte de grès schisteux argilo-feldspathique, blanc, jaune ou gris-verdâtre et la roche nommée *talourine*, à fragments de couleur claire réunis par un ciment noirâtre, véritable tuf à empreintes végétales.

A la même catégorie appartiennent le *trapp* de Fourneaux, qui recouvre les assises houillères, et la *dioritine* de Doyet, où une couche noirâtre repose sur une autre blanchâtre, comme, en Angleterre, le *green rock* recouvre le *white rock*. Évidemment ces éruptions, d'un caractère plus ou moins boueux, se sont fait jour à diverses reprises au milieu des marécages de la fin de l'époque houillère.

Dans le Beaujolais comme dans le Morvan, des *minettes*, analogues à la roche nommée *fraidronite* dans la Lozère et des *porphyrites micacées*, passant au mélaphyre, percent les assises houillères.

Émissions triasiques. — Les bords du Morvan ont été, à partir de la fin du Keuper, le théâtre d'abondantes émissions calcédonieuses. Ces émissions ont non seulement rempli, dans la granulite et autres roches anciennes, de nombreux filons bien orientés, se dressant parfois à la surface à des hauteurs de 40 mètres et atteignant une puissance de 60 mètres ; mais elles ont aussi formé, au-dessus des marnes bariolées triasiques, des nappes épaisses parfois de 5 à 6 mètres. Interrompues pendant le dépôt des sédiments rhétiens, les émissions ont repris avec l'hettangien et aussi avec le sinémurien, dont elles ont plus d'une fois silicifié les calcaires, pour se terminer avec le début du liasien, dont la base seule offre quelquefois des traces de silicification (1).

La barytine, la fluorine, l'halloysite, la galène, l'oligiste, la pyrite et les carbonates de cuivre accompagnent le quartz et attestent la liaison intime de ces épanchements avec le phénomène des filons métallifères.

De même, la série des émissions anciennes du Beaujolais est close par de grands filons de *quartz*, avec *fluorine* et *barytine* (Romanèche, etc.), qui remplissent des failles importantes et sont d'âge triasique et liasique.

§ 3

PYRÉNÉES, ESTEREL, MASSIF ALPIN

Granite et pegmatite des Pyrénées. — Le *granite* apparaît en plusieurs points de la chaîne centrale des Pyrénées, où il forme le sommet du Néthou. La roche est à grain fin ou moyen, assez égal, avec orthose blanc et mica noir. Son injection a profondement modifié les schistes cambriens en les rendant maclifères. Une belle variété porphyroïde de granite s'observe au-dessus de la vallée du Lys et du lac d'Oo, empâtant, au pic du Dé, des fragments volumineux du schiste cristallin (2).

(1) Ch. Vélain, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 771, 923.
(2) Leymerie, *Eléments de géologie*, 1878, p. 546.

Digitized by Google

Des cailloux de granite existent dans les conglomérats siluriens de la vallée de la Sègre ainsi que dans les poudingues triasiques ou permiens du val de Baigorry (1).

Au nombre des épanchements pyrénéens qui paraissent devoir être rattachés à la période granulitique, nous rangerons la *pegmatite* à grands cristaux de feldspath et à mica souvent palmé de Bagnères de Luchon et d'Ax. Cette roche, qui est tourmalinifère, pénètre en filons nets, non seulement dans les schistes d'apparence gneissique du cambrien ou du silurien inférieur de Luchon (route du Portillon), mais aussi dans les schistes noirs de la montée de Superbagnères, que plusieurs auteurs attribuent au silurien supérieur.

Dans le massif de la Maladetta, la tourmaline se montre en masses assez considérables, pénétrées de cristaux hexagonaux d'apatite.

Ophites anciennes. — Peut-être conviendrait-il de réserver ici une place aux épanchements de la période triasique. En effet, plus d'un auteur incline à considérer une partie au moins des *ophites* pyrénéennes comme formant des coulées subordonnées aux marnes bariolées keupériennes, et représentant, dans la région, l'équivalent des mélaphyres du nord. Même, pour quelques-uns (2), il y aurait des ophites antérieures au dévonien, d'autres carbonifères, d'autres enfin triasiques. En présence des grandes divergences d'opinion qui règnent encore à cet égard entre les géologues, nous croyons qu'il serait prématuré d'accepter dès aujourd'hui, comme définitive, l'existence d'éruptions triasiques dans les Pyrénées. Mais en traitant de la série moderne, nous aurons soin d'indiquer les arguments très sérieux sur lesquels cette opinion peut être appuyée. Quant à l'hypothèse d'après laquelle les ophites résulteraient du métamorphisme d'un calcaire du trias ou du lias, nous ne la mentionnons que pour ajouter qu'elle nous semble insoutenable, en raison des caractères microscopiques si franchement éruptifs de la roche et du succès avec lequel MM. Fouqué et Michel-Lévy l'ont reproduite par fusion ignée.

Porphyres et mélaphyres de l'Esterel. — Les éruptions *porphyriques* et *mélaphyriques* de l'Esterel appartiennent en entier à l'époque permienne (3). Il est des points où le porphyre quartzifère, à pâte brune et à texture fluidale, est interstratifié, en bancs horizontaux, au milieu des schistes foncés et des grès micacés à *Walchia*. D'autres nappes porphyriques se montrent contemporaines du poudingue permien à galets de gneiss. Il y a d'ailleurs de nombreux passages du porphyre à des *argilolithes* panachées de vert, de rouge et de violet et de ces dernières à une roche schisteuse, rubanée, verte ou violette, dont les feuillets contiennent des nodules de quartz radié, qu'entoure une auréole feldspathique.

Les mélaphyres vacuolaires de la plaine de Fréjus sont en blocs au milieu d'un grès qui repose sur des schistes rouges, que traverse la *pyroméride*. A la base des

(1) Zirkel, *Zeits. d. deutsch. geol. Gesellschaft*, XIX, p. 109.
(2) Dieulafait, *Comptes rendus*, XCIV, p. 667.
(3) Potier, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, V, pp. 745, 754.

Digitized by Google

schistes rouges s'observe un grès à cristaux de quartz et de feldspath, d'origine porphyrique. Les *pechsteins* du Colle de Grane datent de la même époque.

Granite, protogine et pegmatite des Alpes. — Le *granite* forme des filons considérables au milieu des gneiss et des micaschistes du Dauphiné. Dans la même contrée, on rencontre aussi des traces du *granite fondamental*, intimement lié au terrain primitif. Mais cette roche est surtout développée dans le massif du Simplon, dont elle constitue la base, supportant les gneiss et micaschistes par l'intermédiaire du *gneiss granitoïde*.

Dans une notable partie des Alpes, la *granulite* paraît être représentée par la *protogine*.

Le massif du Pelvoux offre, selon M. Lory (1), le passage progressif de la *protogine* à une véritable *granulite* à deux feldspaths et deux micas (parmi lesquels le mica blanc est le plus rare). La granulite domine du côté des gneiss et la protogine du côté des chloritoschistes. Il semble que la granulite ait été injectée entre les feuillets des schistes chloriteux, où sa transformation en protogine aurait été d'autant plus complète qu'elle serait en nappes plus minces. Mais il reste à savoir si cette injection est contemporaine de la formation des chloritoschistes ou si elle lui est postérieure.

C'est aussi à la granulite que semble devoir être rattaché, malgré la rareté du mica blanc, le beau granite de Baveno, sur le lac Majeur, à feldspath tantôt blanc, tantôt rose. A cette roche est subordonnée une *pegmatite* tourmalinifère, connue pour le beau développement des cristaux d'orthose, dont beaucoup offrent une macle caractéristique de cette localité.

Porphyres. Valorsine, Lugano. — Les roches porphyriques sont assez rares dans les Alpes proprement dites. Il existe cependant à Valorsine, en relation avec un affleurement houiller, une *microgranulite* de couleur grise, avec cristaux de quartz bipyramidé.

En revanche, sur le versant méridional de la chaîne, aux environs de Lugano, on observe un beau développement de *porphyres*, qui s'enchevêtrent, en quelque sorte, les uns dans les autres, tant par l'effet de dislocations relativement récentes que par suite des circonstances de leur éruption (2). La roche la plus ancienne est un porphyre noir magnétique, identique avec les porphyres anthracifères du Plateau central en France. Ensuite vient un porphyre rouge, analogue aux porphyres houillers du Morvan et traversant en filons minces le porphyre noir. Enfin les épanchements les plus récents sont ceux des porphyres bruns à texture fluidale de Cugliate, absolument semblables aux porphyres permiens de l'Esterel.

Le poudingue quartzifère de Manno, au nord de Lugano, ne contient aucun caillou porphyrique, tandis qu'il s'en trouve beaucoup dans les conglomérats triasiques voisins (3). Or le poudingue de Manno est anthracifère et contient

(1) *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 143.
(2) Michel-Lévy, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 111.
(3) *Carte géolog. du Tessin*, par Negri, Spreafico et Taramelli. *Matériaux pour la carte géol. de la Suisse*, 1860.

Digitized by Google

Calamites Cisti, C. cannæformis, Sigillaria elegans, S. scutellata, Lepidodendron Weltheimianum. Les porphyres rouges sont donc vraisemblablement carbonifères. Quant aux porphyres bruns et au pechstein de Grantola, qui les accompagne, ils paraissent étroitement unis aux grès (triasiques ou permiens) qui les recouvrent.

Serpentines et euphotides des Alpes. — D'après les observations de M. Lory, à la Serre, entre la Mure et Valdens, il existe un dyke d'*amphibolite*, passant à l'*euphotide*, qui elle-même passe à la *serpentine;* or cette dernière roche pénètre en filons minces dans le trias.

Dans les schistes gris lustrés triasiques, la serpentine est presque toujours en nappes stratiformes, concordantes avec les couches encaissantes. L'euphotide est quelquefois en nappes, plus souvent en dykes, dont la serpentine forme les salbandes ou les épanchements latéraux. Le mont Genèvre montre une grande masse d'euphotide, ayant pour salbandes, d'un côté de la serpentine, de l'autre la *variolite* de la Durance, en contact immédiat avec les schistes lustrés.

En résumé, M. Lory considère tous les gîtes de serpentine et d'euphotide du Dauphiné et de la Savoie comme contemporains de la partie supérieure du trias. Il en serait de même des *spilites* ou *variolites du Drac*, intercalées dans le système des gypses et dolomies du keuper des Alpes occidentales. Toutes ces roches seraient, en quelque sorte, un *mode alpin* des épanchements de nature mélaphyrique.

Dans l'Oisans, on observe une couche mince de spilite superposée au gneiss et régulièrement recouverte par le calcaire rhétien. De plus, sur le versant italien de la chaîne des Alpes occidentales, il n'est pas rare de rencontrer des calcaires imprégnés, par places, de serpentine, comme si cette roche s'était mélangée, à l'état de tuf, au calcaire impur en voie de formation.

Ajoutons que les serpentines de la Corse, que plusieurs auteurs avaient considérées comme miocènes, seraient, pour M. Dieulafait (1), subordonnées aux schistes et aux calcaires de l'étage keupérien, avec lesquels elles alterneraient en bancs minces.

§ 4

MASSIFS ÉRUPTIFS DIVERS

Grande-Bretagne. — L'île d'Arran, sur la côte d'Écosse, laisse voir un puissant massif *granitique* qui surgit au milieu des schistes du silurien inférieur, dans lesquels il envoie, non seulement des filons, mais tout un réseau serré de fines veinules de quelques millimètres de puissance. De même, le granite de Glen Tilt pénètre en filons à travers un calcaire qu'il change en une roche compacte à cassure esquilleuse, tandis que le schiste argileux subordonné se transforme en amphiboloschiste (2).

(1) *Comptes rendus*, XCI, p. 1000.
(2) Mac Culloch in Lyell, *Elements*, 1865, p. 703.

Digitized by Google

Les *diabases* et leurs tufs abondent au milieu du silurien anglais, en couches régulières dont l'ensemble atteint, dans le pays de Galles, une très grande puissance. Ajoutons que les géologues anglais ont décrit sous le nom de *laves* ou *cendres feldspathiques* des couches subordonnées aux assises primaires, qu'ils supposent avoir été formées à la manière des épanchements volcaniques et qui, peut-être, se relient à la famille des *porphyroïdes* de l'Ardenne.

Le *granite granulitique* à mica blanc forme, en Cornouailles, plusieurs massifs alignés en une seule chaîne, dirigée de l'E. N. E. à l'O. S. O. et traversant les schistes dévoniens dits *killas*, où le granite envoie de nombreux filons, au contact desquels le schiste est devenu amphibolique. A cette roche sont associés des filons d'*elvan*, c'est-à-dire d'une granulite porphyroïde et des gisements stannifères, sur lesquels nous aurons l'occasion de revenir. C'est à la granulite qu'appartient le massif de Dartmoor, dans le Devonshire, dont de la Bèche a depuis longtemps décrit l'influence sur les schistes et grauwackes, tantôt devenus micacés, tantôt changés en cornéennes zonées. D'après Murchison, cette granulite de Dartmoor pénètre en filons dans le dévonien supérieur.

Les roches porphyriques sont nombreuses dans le terrain houiller de l'Angleterre, où elles ont été désignées sous les noms de *whinstones*, *toadstones*, *greenrocks*, *trapps*, etc. Ces dénominations s'appliquent tantôt à des *orthophyres*, tantôt à des *trapps* véritables et à des porphyrites micacées. La plupart de ces roches, d'après M. Jukes, sont contemporaines du terrain houiller supérieur et ne traversent pas les couches permiennes.

Tyrol méridional. — La série éruptive du Tyrol méridional offre un très grand intérêt, non seulement à cause de la variété d'allure et de composition des roches qui la constituent, mais parce que leur épanchement paraît avoir formé le dernier terme de l'activité éruptive ancienne en Europe (1). Si l'on met à part le porphyre quartzifère, certainement permien, des environs de Grödeu, c'est à l'époque du muschelkalk supérieur, après le dépôt du calcaire de Buchenstein, que se sont épanchées les roches du Tyrol méridional, dont la succession, par ordre d'ancienneté, est la suivante : 1° *monzonite;* 2° *granulite à tourmaline;* 3° *mélaphyre* et *porphyre pyroxénique;* 4° *porphyrite à orthose* et à *liebenérite*.

La *monzonite* est une syénite, assez variable de composition et généralement pourvue de fer oxydulé. Elle envoie dans le muschelkalk, aux environs de Predazzo, des filons très nets, au contact desquels le calcaire s'est tranformé en marbre saccharoïde, avec lamelles de brucite et concentration de serpentine sur les salbandes. En outre, il s'y est développé de nombreux minéraux de contact, idocrase, fassaïte, gehlénite, etc.

La *granulite à tourmaline*, dont l'affleurement est très restreint, est une roche

(1) Voir Richthofen, *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo*, 1870; — Doelter, *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt*, XXV, p. 212; — de Lapparent, *Annales des Mines*, 6e série, VI, p. 199.

Digitized by Google

à feldspath rouge-chair, avec tourmaline en agrégats fibreux et radiés. Cette roche, qui contient 71 % de silice, envoie, selon M. de Richthofen, des filons dans la monzonite. D'après M. Tschermak, elle joue, relativement aux porphyres augitiques, le même rôle que les porphyres quartzifères qui accompagnent l'épanchement des mélaphyres permiens.

Les *porphyres augitiques*, dans lesquels l'augite a fréquemment passé à l'état d'*ouralite*, sont quelquefois amygdaloïdes, avec de belles géodes remplies d'analcime, de laumonite, de stilbite, de datholithe, etc. De nombreux tufs y sont subordonnés, offrant tous les passages possibles depuis le porphyre compact jusqu'à une roche meuble se réduisant en poudre fine.

Le *mélaphyre* est en filons ou en masses filoniennes, traversant nettement la monzonite.

Allemagne. Granite, granulite et diabase. — Aux environs d'Andreasberg, dans le Hartz, le massif granitique du Rehberg a fait éruption à travers les schistes et grauwackes du silurien, dont il a englobé de nombreux fragments, en même temps qu'il envoyait dans leur masse des filons et des apophyses (fig. 560). Au contact du granite, la roche encaissante a été métamorphosée en cornéenne.

D'importants massifs de *granite*, avec *syénite* associée, se montrent en Saxe, dans la région des leptynites. En outre, la *granulite* à mica blanc, accompagnée de *pegmatite* tourmalinifère, joue un rôle considérable dans l'Erzgebirge, où elle métamorphose le gneiss en gneiss rouge, en même temps qu'elle donne nais sance à des gisements de kaolin et d'oxyde d'étain.

Des nappes régulières de *diabase* alternent dans le Hartz avec les schistes siluriens qu'elles ont métamorphosés en cornéennes dures et compactes.

En Bohême, c'est au sommet du silurien inférieur, en compagnie des premiers schistes à graptolithes, que s'observent les coulées de diabase, parfois très peu épaisses.

Les districts dévoniens de la région rhénane se montrent très riches en coulées de *diabase*, accompagnées de tufs dits *schalstein* et alternant d'une manière régulière avec les schistes et les calcaires du Nassau. Souvent le *schalstein* et des roches formées de fragments de diabase établissent un passage complet entre la roche éruptive et le calcaire à stringocéphales. Les mêmes faits s'observent dans le Hartz, le Voigtland et le Fichtelgebirge. La *diorite* et le *gabbro* partagent quelquefois ce mode de gisement.

On a fait la remarque (1) que ces intercalations de diabases, si fréquentes dans l'Allemagne occidentale, font entièrement défaut dans les affleurements dévoniens qui couvrent des surfaces considérables en Russie et en Amérique. Cela tient à ce que la sortie des roches éruptives a toujours eu lieu, non au centre des grands bassins sédimentaires, mais près de leurs bords et au voisinage des

(1) Credner, *Traité de géologie*, p. 408.

Digitized by Google

massifs d'ancienne consolidation, c'est-à-dire dans la zone où nous avons montré que devaient se concentrer les efforts de dislocation (1).

Porphyres ; Saxe, Odenwald. — Les éruptions *porphyriques* se sont succédé en Saxe dans le même ordre qu'en France, en donnant naissance à des types tout à fait analogues à ceux du Plateau central. A Floha, on observe un porphyre quartzifère *micro-granulitique* qui, après avoir traversé l'étage inférieur du système permo-carbonifère, s'est étendu par-dessus en formant une coulée de près de 60m de puissance, laquelle, à son tour, a été recouverte par les grès et schistes de l'étage houiller supérieur. A la même catégorie appartient le beau porphyre dit *syénitique* d'Altenberg. En outre, la Saxe possède, à Wildsruf et à Potschappel, des *porphyrites* bleues et brunes, à pâte microlithique, inconnues en France.

Les *tufs porphyriques* de l'Odenwald sont composés de très petits fragments gris verdâtre de quartz et de mica noir en mélange intime ; en outre, il s'y trouve des parties verdâtres, probablement chloriteuses. La roche est traversée par des veinules pétrosiliceuses d'un rouge brun, avec quartz amorphe (2).

Les tufs verts rubanés se montrent très analogues aux argilophyres typiques. On y reconnaît du quartz ainsi que du feldspath et la pâte contient 11 % de silice gélatineuse.

Mélaphyres allemands. — Le grès rouge permien de l'Allemagne est riche en épanchements de *porphyre quartzifère* à structure fluidale, accompagné d'*argilolithes* et de *pechsteins*, et tout à fait semblable à celui des Vosges et de la Forêt Noire. Mais c'est surtout par les éruptions *mélaphyriques* que se distingue le permien allemand. Le district situé au sud du Hunsrück est particulièrement remarquable sous ce rapport. Outre les nombreux filons de mélaphyre compact ou amygdaloïde qui traversent le grès rouge de cette région, on y observe des nappes très régulières de mélaphyre, de 60 à 70m de puissance.

Au Mansfeld, entre Rödchen et Leimbach, la partie supérieure du grès rouge offre des intercalations régulières de couches formées de fragments de mélaphyre (fig. 562), cimentés par la pâte du grès rouge. M. Credner (3) considère ces fragments comme des *bombes mélaphyriques* projetées par les volcans de l'époque et tombées dans les lagunes où se formait le grès permien. Des gîtes analogues existent près de Friedrichroda, dans le Thüringerwald, ainsi que dans le nord de la Bohême.

Les *mélaphyres* du Riesengebirge sont intercalés en nappes dans les couches du grès rouge inférieur. Dans la vallée de l'Iser, on en compte jusqu'à trois nappes, alternant avec les assises permiennes (4). Des coulées encore plus récentes recouvrent le grès rouge (fig. 559), à peine recouvertes elles-mêmes par

(1) V. *antè*, p. 466.
(2) Cohen in Rosenbusch, *Mikroskopische Physiographie*, etc., p. 101.
(3) *Traité de géologie*, p. 452.
(4) Tschermak, *Die Porphyrgesteine Oesterreichs*, 1860.

Digitized by Google

quelques décimètres d'argile schisteuse. Ces mélaphyres, noirs ou d'un vert foncé, n'affectent pas, en général, de structures de séparation particulières. Ils sont tantôt compacts et tantôt amygdaloïdes, avec remplissage de calcite, de delessite, de quartz et de calcédoine. Les tufs sont nombreux. Au contact des calcaires, le mélaphyre a développé de la sidérose, de la dolomie, de la calcédoine et du jaspe. Les grès n'ont subi aucune modification et, dans les schistes, il y a eu production d'opale bleue.

Norvège. Roches diverses. — Le *granite* s'est épanché en Norvège jusque dans les schistes à graptolithes de l'étage scandinavien, auxquels il a fait subir un métamorphisme accentué (1). Aux environs de Christiania, l'auréole métamorphique du granite s'étend jusqu'à 360^{m} de distance.

La *syénite*, dans la même région, est intimement liée au granite; aussi bien la syénite proprement dite que la variété éléolithique dite *zirconienne*, où le zircon abonde surtout dans des filons à gros grain d'une syénite grise pauvre en amphibole. A Brevig, au contact de la syénite, le calcaire silurien renferme de la wernérite et du grenat. A Gjellebeck, c'est l'épidote qui s'y est développée avec de l'amphibole.

Des *porphyres diabasiques* (*grünsteins porphyriques*) s'étendent en véritables nappes sur le silurien. Ils sont plus récents que le granite et affectent une structure fluidale marquée.

CHAPITRE III

SÉRIE ÉRUPTIVE MODERNE

§ 1

PLATEAU CENTRAL DE LA FRANCE

Le Plateau central de la France a été, depuis l'époque aquitanienne jusque vers la fin des temps quaternaires, le théâtre d'une grande activité éruptive. Cette activité a fait naître, sur une base granitique ou gneissique de 600 à 900 mètres d'altitude, des montagnes qui, de nos jours encore, malgré les érosions qu'elles ont subies, atteignent près de 1500 mètres comme le Puy de Dôme, de 1800 mètres comme le Mézenc, de 1900 mètres comme les cimes du Cantal et du Mont Dore. Nous étudierons les manifestations volcaniques de la région dans les quatre districts où elles sont surtout concentrées, le Cantal, le Mont Dore, la chaîne des Puys, enfin l'ensemble du Velay et du Vivarais (2).

(1) Kjerulf, *Geologie des südlichen Norwegen*, 1880.

(2) Voir Lecoq. *les Epoques géologiques en Auvergne;* Rames, *Géogénie du Cantal;* Poulett Scrope, *les Volcans d'Auvergne;* Amiot, Fouqué, *Notices pour l'Exposition de* 1878, et divers travaux de M. A. Julien.

Digitized by Google

Cantal. Basaltes anciens. Domite. Brèches andésitiques. — La roche éruptive la plus ancienne du Cantal (1) est un *basalte* à grain fin, riche en pyroxène et en péridot, passant quelquefois à la péridotite et formant, aux environs d'Aurillac comme dans la haute vallée de l'Alagnon, une coulée de 12 ou 15 kilomètres, immédiatement superposée au calcaire à *Helix Ramondi*. D'ailleurs, au Puy Courny, ce basalte est recouvert par un gravier à *Dinotherium* et *Hipparion*. Aussi l'épithète de *basalte miocène* lui convient-elle parfaitement. A Carzat, la coulée a 6 mètres d'épaisseur et présente un aspect scoriacé.

La sortie du basalte miocène a été suivie, après une période de repos pendant laquelle le relief de la contrée s'était modifié par érosion, d'épanchements visqueux, de nature *domitique*, offrant leur relief maximum au Lioran. Dans la vallée de la Cère, à Thiézac, on les voit, sur 100 mètres de puissance, superposés soit au gneiss, soit au calcaire miocène. La *domite* est exploitée comme pierre de construction à la Fage et à la Vernière. Ensuite un cratère s'est ouvert un peu au-dessous de la digue qui séparait le lac de Murat de celui d'Aurillac et a rejeté, avec des *andésites amphiboliques*, de nombreux blocs qui ont formé une *brèche andésitique* (*conglomérat trachytique* des auteurs), épaisse de 200 mètres à Thiézac (fig. 566), de 50 mètres à Murat.

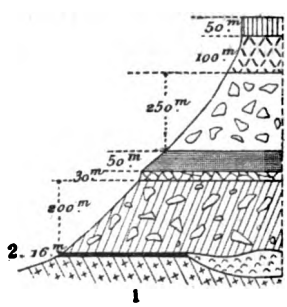

Fig. 566. — Coupe du flanc droit de la vallée de la Cère, près de Thiézac (d'après M. Fouqué).

1, gneiss; 2, argile sableuse et calcaire à potamides; 3, domite; 4, brèche andésitique inférieure; 5, basalte porphyroïde; 6, cinérite; 7, brèche andésitique supérieure; 8, andésite amphibolique; 9, basalte des plateaux.

A ces projections ont succédé d'épaisses coulées d'un *basalte porphyroïde*, à grands cristaux d'augite et d'olivine, puissant de 30 mètres et traversant la brèche andésitique en filons épais, divisés transversalement en prismes horizontaux. Pendant l'épanchement de ce basalte, des forêts se développaient sur les flancs de la montagne, offrant les associations végétales que nous avons décrites en parlant des tufs pliocènes d'Auvergne. C'est alors qu'un cratère analogue aux *Caldeiras* s'ouvrit et rejeta, jusqu'à 20 et même 30 kilomètres de distance, une pluie de cendres qui, en ensevelissant la végétation du voisinage, donna naissance aux *cinérites* du Cantal. Ce sont des cendres andésitiques, avec quelques fragments de l'ancien sol de basalte et de domite, accumulées sur des épaisseurs de 15 à 50 et même 80 mètres et où, comme à Fontanges, on observe quelquefois des troncs d'arbres encore debout. Ces cendres, agglutinées par l'eau, ont formé en quelques points des roches grises compactes, très analogues aux *gores blancs* du terrain houiller.

A l'éruption de cendres a succédé, après un intervalle de repos, une nouvelle émission de blocs, qui s'est traduite par un second dépôt de *brèche andésitique*, épais de 250 à 400 ou 500 mètres. Cette brèche, plus dure et de couleur plus

(1) La plupart des données relatives au Cantal sont empruntées au cours de M. Fouqué.

Digitized by Google

sombre que celle de la base, ne contient jamais de fragments de granite ni de gneiss; on n'y observe pas de calcaire ni de silex. Des *labradorites* ou *andésites amphiboliques* (anciens trachytes des auteurs), plus ou moins enchevêtrées, au Plomb du Cantal, avec les brèches, ont recouvert ces dernières, dans la vallée de la Cère, d'une nappe de 100 mètres de puissance et, peu après, des *phonolithes*, accompagnées de *rétinites*, d'*obsidienne* et d'émissions d'*aragonite*, sont venues constituer quelques cimes culminantes, comme celle du Puy Grioux. Une traînée rectiligne de phonolithe, souvent interrompue, se poursuit, depuis la cime du Cantal par Chastel jusqu'à la pointe de la Corrèze, où elle s'étale à 900 mètres d'altitude en donnant naissance, sur le bord de la Dordogne, à la belle colonnade des *Orgues de Bort*.

Basalte des plateaux. — Enfin avec le pliocène supérieur a coïncidé une véritable *inondation basaltique*, donnant lieu, sur 15 à 20 kilomètres, à la formation d'une coulée de basalte en beaux prismes, de 25 à 50 mètres de hauteur. Parfois, comme dans la haute vallée de la Marse, six coulées se superposaient sur une épaisseur de 120 mètres (1). Ce *basalte des plateaux*, qui forme le sommet du Plomb, est évidemment du même âge que celui qui a recouvert le massif du Cézallier, entre le Mont Dore et le Cantal. Or M. Julien a constaté que le basalte du Cézallier s'est épanché sur une argile que la chaleur de la coulée a transformée en *porcelanite*, à environ 6 mètres au-dessus du gisement de plantes fossiles pliocènes de Boutaresse. Ainsi le basalte des plateaux est pliocène. Ajoutons qu'on y a découvert des traces nettes d'appareils cratériformes.

Le manteau basaltique du Cantal forme, à l'ouest, le plateau de Salers et de Mauriac et, au sud, le plateau de la *Planèze*, qui s'étend par Saint-Flour jusqu'aux monts de la Margeride. La nappe de basalte déborde considérablement les brèches et conglomérats andésitiques, franchissant parfois la Dordogne. Elle est alors directement superposée au gneiss ou au micaschiste, dont la sépare une couche d'argile souvent colorée en rouge vif. C'est un contraste remarquable que celui de la fertilité des prairies auxquelles donne lieu l'altération superficielle du basalte, avec l'absolue stérilité des landes de bruyères assises sur les affleurements du micaschiste.

Les éruptions du Cantal paraissent s'être produites par un orifice unique, qui a laissé échapper successivement les masses andésitiques et les phonolithes, en attendant que tout le cône se recouvrît d'une enveloppe de basalte. Aussi ce massif, avec les vallées divergentes et profondes qui l'entament jusqu'au centre, est-il d'une remarquable simplicité.

Mont Dore. Premières éruptions. — La plus grande partie du massif du Mont Dore est formée par des *tufs* et des *conglomérats trachytiques* ou *andésitiques*, au milieu desquels sont intercalées, à divers niveaux, un certain nombre de masses solides, dont les unes sont de véritables coulées et les autres des culots de nature visqueuse et comme tuméfiés.

(1) Rames, *Géogénie du Cantal*.

Digitized by Google

A la base du système sont des épanchements *domitiques* et des *tufs ponceux*, remarquables par le grand nombre des débris de roches anciennes, gneiss, granulite, micaschiste, diorite, etc., qu'ils contiennent. A la Bourboule et au Mont Dore, ces tufs sont blancs et accompagnés d'*obsidienne* et de *perlite*. On y trouve du bois carbonisé de conifères. Au-dessus se présente une coulée d'*andésite augitique* à amphibole, visible à la base de la Grande-Cascade du Mont Dore. Cette assise, épaisse de 6 à 10^{m} et à structure prismatique, est celle d'où sortent les sources minérales de la localité. C'est le *greystone* de Poulett Scrope. Elle est recouverte, d'après M. Fouqué, par 30 à 50^{m} de *brèche andésitique*, que surmonte une nouvelle coulée d'*andésite augitique*, épaisse de 6^{m} et prise par la plupart des auteurs pour du basalte porphyroïde. 50 mètres de *cinérites* et de *tufs ponceux* séparent cette coulée d'une nappe de *trachyte à sanidine*, avec gros cristaux de feldspath vitreux et fendillé, puissante de 15 à 40^{m} et recouverte par de l'*andésite amphibolique*, qui forme le rocher du Capucin et les masses exploitées au Rigolet haut. A la Grande-Cascade, l'andésite, épaisse de 10^{m}, est recouverte par une nappe de *basalte*.

Le sommet du Pic de Sancy est constitué par un *trachyte* à cristaux de sanidine, superposé à des cinérites et à un basalte qui recouvrent 200^{m} de roches trachytoïdes, transformées en *alunite* par des émanations solfatariennes. Enfin le trachyte du mont Dore est certainement antérieur aux épanchements de *phonolithe* des Roches Tuilière et Sanadoire, qui forment des masses remarquables par leur facile division en feuillets.

Les diverses roches éruptives du mont Dore ne sont pas nettement séparées les unes des autres. On n'observe d'ailleurs dans la région aucune trace d'un cratère unique; il semble qu'il y ait eu plusieurs orifices d'éruption, devenus méconnaissables. On peut admettre, avec M. Julien, que, la première cheminée ayant été obstruée par les émissions trachytiques, de nouvelles bouches se sont ouvertes qui ont produit les épanchements phonolithiques des Roches Tuilière et Sanadoire et ceux des environs de Vic-le-Comte.

Le *basalte des plateaux* s'est épanché sur les flancs du mont Dore comme au Cantal et au Cézallier. On le retrouve dans la vallée de la Couze, où il supporte les graviers pliocènes de Perrier.

Dernières éruptions du massif du Mont Dore.— Tandis que, dans le Cantal, les manifestations volcaniques ont pris fin avec l'épanchement du basalte, un réveil de l'activité éruptive s'est fait sentir, sur les flancs du Mont Dore, à une époque extrêmement voisine de la nôtre. Ainsi s'est formé, au pied de Murols, le cratère de scories du Tartaret, encore remarquablement conservé. Des flancs de ce cratère est sortie une coulée de lave, qui a suivi pendant plus de 20 kilomètres la vallée de la Couze et à la surface de laquelle on peut voir une série de petits cônes adventifs. La lave repose sur une argile sableuse rouge, renfermant des ossements de cheval avec des mollusques actuels, *Cyclostoma elegans*, *Helix hortensis*, *H. nemoralis*, etc. Néanmoins, si la coulée du Tartaret

Digitized by Google

est de date relativement récente, elle est antérieure à l'époque historique; un pont romain du quatrième ou du cinquième siècle, situé près de Saint-Nectaire, est assis sur la lave dans des conditions qui attestent qu'à cette époque la rivière y avait déjà creusé une excavation profonde. La lave du Tartaret, en barrant la vallée de Chaudefour, a donné naissance au gracieux lac Chambon.

L'explosion qui a créé la cavité du lac Pavin, dominée par le cratère du Puy de Montchal, a été vraisemblablement contemporaine de la formation du Tartaret. A cette époque, le cratère de Montchal et celui de Montcineyre ont vomi des laves qui se sont engagées dans les vallées de Besse et de Compains et dont la première offre à Cotteuge l'un des plus beaux types de *cheire* à surface déchiquetée qu'on puisse voir.

Chaîne des Puys. Domite. — Le *groupe des Puys* est caractérisé par la coexistence d'appareils cratériformes bien conservés, alignés sur deux files parallèles, avec quelques massifs isolés d'une *domite* qui constitue le Puy de Dôme, le Puy de Chopine, le Clierzou et le Sarcouy. Cette domite est une roche blanche ou jaunâtre, à petit grain, poreuse, saccharoïde, riche en tridymite et contenant de 68 à 70 % de silice. On y observe du mica noir, des microlithes d'amphibole, de sphène, de magnétite, d'apatite. La sanidine y est prédominante et l'oligiste spéculaire s'y montre en filons, attestant que la domite doit son origine à des émanations, probablement chlorurées, qui ont accompagné la sortie d'une masse trachytique.

Longtemps on a cru, soit que la domite était venue au jour avec les scories et les laves des cratères, soit que, formée antérieurement, elle avait été *soulevée* et amenée à la surface lors de l'ouverture des volcans des Puys. Cependant l'indépendance de forme et de position des sommités domitiques et l'analogie de leur substance avec celle qui forme le fond des éruptions du Cantal étaient de nature à faire attribuer à la domite une origine plus ancienne. Aussi divers observateurs, et notamment M. Julien, en rattachaient-ils la sortie, à titre de phénomène *latéral* ou *excentrique*, aux éruptions pliocènes du Mont Dore. Cette induction vient d'être confirmée par la découverte de nombreux blocs de domite dans les alluvions anciennes des environs de Lempdes, à 50^{m} au-dessus du niveau de l'Allier (1). Ainsi la roche était consolidée lors du quaternaire ancien, c'est-à-dire avant la naissance des volcans à cratères. De cette manière, la même fente qui, à l'époque cambrienne, avait livré passage au granite porphyroïde formant le soubassement oriental du Puy de Dôme, s'est ouverte de nouveau pendant les éruptions du Mont Dore, pour laisser sortir des massifs de domite. Ceux-ci, disloqués et ultérieurement démantelés par les érosions quaternaires, ont été ainsi réduits à des lambeaux, au voisinage desquels une nouvelle réouverture de la fente a fait naître les soixante-dix cônes de la chaîne des Puys.

Pépérites. — L'épanchement de la domite avait été précédé par les manifestations éruptives de la période miocène, auxquelles est due la formation des *tufs*

(1) On doit cette trouvaille à M. Gautier, préparateur à la faculté de Clermont.

Digitized by Google

basaltiques, *pépérites* et *wackes* de la Limagne, à *Helix Ramondi*. Ces tufs, avec basalte intercalé, si puissants autour du Pont-du-Château, Billom, Vertaizon, Vic-le-Comte, etc., sont remplis d'îlots de calcaire à phryganes. Ce sont donc des cendres et des projections de lapilli, qui ont accompagné la sortie des *basaltes miocènes*. Au nombre de ces derniers doit être rangée la coulée inférieure de Gergovie, qui sépare les couches à *Helix Ramondi* des marnes et sables à *Melania aquitanica*. Les scories contemporaines de ce basalte se sont stratifiées au milieu des calcaires à phryganes et M. Julien en a recueilli des fragments, pourvus de belles houppes d'aragonite radiée, dont les cavités extérieures étaient remplies de paludines.

Les pépérites de la Limagne sont d'ailleurs imprégnées de bitume sur de grandes étendues. Cette matière, que M. Julien a signalée en filons dans le granite, existe aussi dans les arkoses, où quatre couches bitumineuses sont exploitées à Chamalières; on la retrouve dans les calcaires à *Helix* de Saint-Romain, de Lempdes et de Pont-du-Château. Le plus célèbre des gisements de bitume dans la pépérite est le *tuf bitumineux* du Puy de la Poix. Il semble donc que les émissions basaltiques du miocène, prélude de la grande activité volcanique en Auvergne, aient été accompagnées par d'abondants épanchements d'hydrocarbures. Le bitume et la calcédoine sont intimement associés dans certains gisements.

Basaltes modernes. — Les émissions basaltiques qui, dans le Cantal et le mont Dore, ont clos la série des grandes manifestations éruptives, ont longtemps continué à se produire dans la chaîne des Puys. De cette manière se sont épanchés, avec le *basalte des plateaux*, ce que M. Fouqué a appelé le *basalte des pentes*, avec appareils cratériformes conservés, et le *basalte des fonds de vallée*, tel que celui de Gravenoire, qui recouvre des dépôts à *Elephas primigenius*. Ainsi la sortie du basalte a marqué les diverses phases de la période du creusement des vallées.

Volcans à cratères. — Quant aux cratères de scories, si bien conservés, qui constituent les *Puys* proprement dits et dont le Puy de Pariou, ainsi que le Nid de la Poule, offrent de si beaux exemples, leur formation paraît avoir coïncidé avec l'époque du renne. Ils n'ont pas eu à subir les puissantes érosions pluviales et glaciaires des temps quaternaires, et c'est pour ce motif que ces cônes de débris, dont quelques-uns ont 300^{m} de hauteur, ont pu arriver jusqu'à nous dans leur fraîcheur originelle, quand les laves des vallées disparaissaient en partie sous l'action destructive des cours d'eau. Avec les scories rougeâtres, les lapilli et les cendres, qui ont formé sur leurs flancs les *pouzzolanes* renommées des environs de Clermont, ces volcans ont vomi des *laves*, c'est-à-dire des coulées à structure celluleuse, à surface hérissée de blocs déchiquetés, comme les *chaires* de Volvic et de Pontgibaud. Les unes sont des *laves andésitiques* (c'est le cas de Volvic), d'autres de véritables *laves basaltiques*, scoriacées en haut, compactes et parfois colomnaires à la base, comme on peut le voir sur les bords de la Sioule, non loin de Pontgibaud.

Digitized by Google

Vivarais, Velay. — L'épanchement volcanique le plus ancien du Vivarais est le basalte des Coirons (Ardèche), dont les tufs sont contemporains du pliocène supérieur à *Hipparion*. A la suite se place une grande éruption, synchronique de celle du Cantal; mais, tandis que le centre éruptif du Mont Dore est caractérisé principalement par les trachytes et celui du Cantal par les andésites et les phonolithes, dans le massif du Velay et du Vivarais on voit les *phonolithes* prédominer, le long d'une grande ligne de fractures orientée à peu près du nord au sud et allant du Mézenc et du Gerbier des Joncs jusqu'au Puy de Miaumes et au Gerbison. La première de ces montagnes et les autres sommets voisins ne sont que des lambeaux découpés dans une nappe de phonolithe, recouvrant directement le granite. Aux phonolithes du Velay sont associés des *trachytes* (1), sans scories ni conglomérats, et ces roches, épanchées par des fissures, ont pris une structure grossièrement prismatique.

La période phonolithique a été suivie dans cette région par une seconde phase éruptive, essentiellement *basaltique*, avec projection de scories et formation de *conglomérats*. Les basaltes sont le plus souvent en nappes horizontales ou légèrement inclinées et affectent une division en prismes à cinq ou six pans, qui est remarquablement caractérisée, près du Puy, dans les célèbres *orgues d'Espaly* ou colonnades de la Croix de Paille.

A Montredon, le basalte compact recouvre des graviers quaternaires à ossements de *Rhinoceros*, superposés à des sables pliocènes en partie formés d'éléments volcaniques, et supporte lui-même une couche de cailloux anguleux avec ossements de cheval. On peut d'ailleurs constater que les épanchements volcaniques ont trouvé les vallées de la région dans des états très divers d'approfondissement.

Les conglomérats et les tufs du Velay sont entièrement formés de lapilli, de scories et de cendres, ultérieurement agglomérés. C'est par des conglomérats bréchiformes, avec fragments à arêtes vives et filons de basalte franc, que sont constitués les célèbres rochers Corneille et Saint-Michel au Puy. On les a considérés, tantôt comme des dykes de tufs boueux, tantôt comme les restes de parois de cratères. Les tufs de la région renferment, les uns des ossements pliocènes, les autres des fossiles quaternaires. C'est dans l'un d'eux qu'a été trouvé le squelette humain de la Denise.

Résumé. — On peut résumer ainsi qu'il suit les traits principaux de l'activité éruptive dans le Plateau central (2) :

A l'époque aquitanienne, de grands lacs couvraient une partie de la région. Les premières secousses se font sentir; d'innombrables sources déposent les calcédoines, les silex résinites et les meulières; enfin les premiers basaltes s'épanchent par des orifices dont les projections donnent naissance aux pépérites de la Limagne. Alors les lacs se vident, le relief du pays s'accentue et les érosions

(1) Tournaire, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXVI, p. 1138.
(2) Julien, *Annuaire du Club alpin français*, 1878.

Digitized by Google

commencent, déposant des graviers comme ceux du sommet de Gergovie. Avec le miocène supérieur se produit un vaste mouvement d'affaissement. La mer helvétienne envahit une partie de la France, et le Plateau central n'est plus qu'une île, habitée par de grands herbivores. Bientôt les Alpes achèvent de se soulever et l'activité volcanique, atteignant son apogée, édifie le Mont Dore, le Cantal, le Mézenc et les Puys domitiques. Cette grande éruption pliocène se termine par le déluge basaltique des plateaux. A ce moment, les glaciers prennent possession des sommets, les érosions achèvent de découper les massifs; enfin, au milieu de l'époque quaternaire, les volcans à cratères apparaissent, inondant les vallées de leurs laves et de leurs conglomérats.

§ 2

ÉRUPTIONS MODERNES DE LA RÉGION MÉDITERRANÉENNE

Ile d'Elbe. Galite. — Il n'y a, dans la série éruptive moderne, qu'un très petit nombre d'épanchements acides où la roche affecte un caractère assez nettement granitique. Le plus connu est celui de l'île d'Elbe, où l'on observe, traversant le flysch et les macignos de l'éocène supérieur, une *liparite granitoïde*, avec apparence de pâte et cristaux de quartz bipyramidés, qui la rapprochent à la fois des granulites et des porphyres, en même temps que l'état fendillé du feldspath rappelle les trachytes. L'époque de sa sortie paraît postérieure à celle des serpentines (1). A Porto-Longone, elle est associée à une pegmatite tourmalinifère, qui pénètre en filons dans des schistes ressemblant au flysch des Grisons.

Une roche analogue à celle de l'île d'Elbe s'observe dans l'île de la Galite, sur la côte de Tunisie.

Pyrénées. — Il a été question, à plusieurs reprises, d'éruptions *granitiques* modernes dans la région pyrénéenne. Il n'y aurait assurément rien de surprenant à ce qu'on rencontrât, dans les Pyrénées, l'équivalent des liparites granitoïdes de l'île d'Elbe. Toutefois, ce qui rend cette assimilation douteuse, c'est que les roches décrites comme modernes, en raison des apparences de leur gisement, ne se distingueraient en rien par leur texture du granite pyrénéen habituel, dont nous avons dit qu'on trouvait des cailloux dans les conglomérats du silurien et du trias. Aussi, tenant compte de l'état d'extrême dislocation de la région, qui autorise les interprétations les plus diverses, nous semble-t-il prudent de ne pas accepter comme un fait une récurrence qui serait en désaccord formel avec ce que l'observation nous enseigne partout ailleurs, au moins en Europe.

Question des ophites. — Les *ophites* des Pyrénées françaises, très variables d'aspect extérieur et de texture, depuis des roches vertes presque compactes

(1) Delanoüe, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXV, p. 834.

Digitized by Google

jusqu'à celles où des cristaux foncés se détachent sur une pâte claire, apparaissent en de nombreux points de la chaîne, notamment sur la côte de Biarritz, près de Bayonne, au pied de la Rhune, aux environs de Saint-Béat, dans diverses localités de l'Ariège, etc. Leurs affleurements sont toujours très limités et, la plupart du temps, accompagnés de sources salines plus ou moins thermales.

Tandis que Leymerie considérait la plupart des ophites comme s'étant épanchées vers la fin de l'éocène, d'autres géologues ont essayé d'y distinguer plusieurs types d'âges distincts et quelques-uns beaucoup plus anciens. D'autres enfin, remarquant la fréquente association de l'ophite avec des marnes bariolées triasiques et des gîtes de sel et de gypse, l'ont regardée comme une variété mélaphyrique propre à la région pyrénéenne et épanchée à l'époque du Keuper, en attendant que des dislocations l'amenassent au jour avec les couches encaissantes.

Cependant il est des points, tels que la falaise de Biarritz, où cette opinion semble difficile à défendre, car un pointement ophitique y surgit entre la craie et les couches nummulitiques, dont les fragments anguleux se retrouvent au milieu des argiles, bariolées et gypsifères, qui accompagnent la roche éruptive. Les auteurs qui ont décrit les ophites d'Espagne (1) ont d'ailleurs été à peu près unanimes à les attribuer au tertiaire.

D'autre part, il est difficile de méconnaître le lien pétrographique intime qui unit les ophites aux euphotides triasiques ainsi qu'aux mélaphyres de la région alpine, et l'on a fait valoir que les roches des Pyrénées offraient souvent des phénomènes d'*ouralitisation*, c'est-à-dire de transformation du pyroxène en amphibole, qui d'habitude sont spéciaux aux roches anciennes. Enfin il arrive souvent qu'un district où se montrent les ophites possède un substratum triasique.

Caractère spécial des affleurements ophitiques. — En réalité ces roches, partout où leurs relations peuvent être déterminées avec quelque précision, apparaissent comme des pointements anomaux, qui accompagnent des failles ou des bouleversements singuliers des couches (2). Leur association assez constante avec des marnes triasiques peut n'avoir pas d'autre cause ; car on ne les observe jamais en compagnie des grands affleurements réguliers du trias, mais seulement aux points où ce système disloqué apparaît au milieu de couches bien plus récentes. Quant aux conglomérats où l'on a signalé des cailloux roulés d'ophite, et que divers auteurs ont attribués au crétacé, M. Stuart-Menteath a recueilli des observations qui tendraient à les faire ranger dans l'éocène supérieur.

En Portugal, M. Choffat (3) a constaté que l'ophite apparaît dans des vallées de dislocation, auxquelles il a donné le nom de vallées *tiphoniques* et où, par suite de failles, le système oolithique supérieur est en contact direct avec le rhétien. En certains points, l'ophite, ou du moins sa venue au jour, a certaine-

(1) Voir notamment les travaux de MM. Macpherson et de Yarza.
(2) Stuart-Menteath, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 528.
(3) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 267.

Digitized by Google

ment disloqué des couches ptérocériennes. Cette roche est d'ailleurs associée à des épanchements d'une sorte de *teschénite* ou de syénite éléolithique, qui a percé les couches infracrétacées. Les vallées tiphoniques sont en outre remarquables par le grand nombre des sources thermales, sulfureuses ou salines, qui s'y font jour.

Dans les Pyrénées, les calcaires sont souvent cristallins et chargés de couseranite au voisinage des ophites. Si cette transformation n'est pas simplement le résultat de la chaleur développée par les efforts mécaniques auxquels la roche a été soumise, on en pourrait conclure que la sortie des ophites a dû être au moins postérieure au lias, qui manifeste en plus d'un point ce genre de métamorphisme.

Age probable des ophites. — En résumé, sans nier l'analogie du phénomène ophitique pyrénéen avec celui des *euphotides* alpines, dont M. Lory a démontré l'âge triasique, il nous semble assez difficile d'admettre que l'ophite ne se présente jamais dans ses conditions originelles de gisement et qu'elle apparaisse constamment dans les Pyrénées à l'état de roche *passive*, poussée au jour avec une auréole triasique, comme le granite fondamental surgit dans les Alpes avec son auréole de gneiss. Les Pyrénées sont, comme nous le verrons, exactement du même âge que les Apennins. Or cette dernière chaîne abonde en épanchements *ophiolithiques*, c'est-à-dire de serpentine, d'euphotide, d'hypérite, etc., toutes roches intimement liées à l'ophite et faisant partie du même groupe. Les géologues italiens ne paraissent pas hésiter sur l'attribution de ces serpentines à l'éocène supérieur, où certaines couches sont entièrement constituées de leurs débris et ont toutes les allures de tufs. Aussi et tout en reconnaissant les difficultés du sujet, sommes-nous porté à séparer l'histoire des Pyrénées de celle des Alpes pour la réunir à celle de l'Apennin, en attribuant à ces deux chaînes, au moment de l'éocène ligurien, un mode spécial de manifestations internes, caractérisé par les roches *ophiolithiques*. Dans ce cas, la même conclusion s'appliquerait à la *lherzolithe* de l'Ariège, dont les conditions propres de gisement ne permettent pas de déterminer l'âge avec quelque probabilité. Mais il doit rester bien entendu que cette manière de voir n'exclut pas d'une manière absolue l'existence, dans la région pyrénéenne, de roches dioritiques ou euphotidiques d'un âge plus ancien. Même pour les ophites proprement dites, leurs relations, dans les Pyrénées, n'étant jamais d'une indiscutable netteté, ce n'est pas, nous le reconnaissons, un argument sans valeur que celui qui consiste à se prévaloir de la place non contestée que les roches de même nature occupent, dans les Alpes, au sommet du trias.

Volcans modernes de la Catalogne. — Les environs d'Olot, en Catalogne, offrent un ensemble de cônes et de cratères volcaniques, au nombre de quatorze, aussi bien conservés que ceux d'Auvergne et ayant pour substratum les assises nummulitiques, relevées par le soulèvement pyrénéen. Les cônes sont formés de scories et de cendres et les laves, souvent *basaltiques* et colomnaires,

Digitized by Google

ont coulé dans les vallées déjà creusées, et par-dessus des couches d'alluvions. A Castel-Follit, un gravier à cailloux de quartz et de calcaire, sans aucun élément volcanique, peu élevé au-dessus du fond de la vallée, au confluent des rivières Fluvia et Teronel, supporte 40 mètres de lave basaltique divisée en cinq coulées successives. Celle du haut est scoriacée et passe, vers sa base, à un basalte sphéroïdal. Toutes les coulées inférieures sont constituées par un basalte compact, contenant du péridot et affectant une structure colomnaire bien marquée (1). Il existe aussi dans les laves, aux environs d'Olot, des cavernes dont les orifices, appelés *bufadors*, laissent s'échapper en été un courant d'air froid.

La situation et la bonne conservation des volcans de la Catalogne s'accordent pour les faire attribuer, comme ceux d'Auvergne, aux derniers temps de l'époque quaternaire. D'ailleurs, à peu de distance, de l'autre côté des Pyrénées, s'observe le volcan d'Agde, que les îlots volcaniques des environs de Pézenas relient aux lambeaux basaltiques de Lodève, de Milhau et d'Espalion, tous alignés sur une ligne de fente N. N. E. qui va passer par le sommet du Cantal.

Alpes maritimes. Vicentin. — Le porphyre dit *bleu turquin* de Saint-Raphaël, près Fréjus, et qui n'est autre qu'une *dacite* amphibolique, traverse toutes les roches de la région. On observe dans son voisinage de véritables andésites, dont on retrouve des galets dans les conglomérats nummulitiques voisins.

Des affleurements de trachyte se montrent dans les environs de Biot et d'Antibes, où ils recouvrent le terrain à nummulites, tandis qu'eux-mêmes sont recouverts par des conglomérats miocènes.

Le Vicentin paraît avoir été, à l'époque éocène, le théâtre d'une activité éruptive qui a donné lieu à l'épanchement de roches *basaltiques*; ces roches, par leur enchevêtrement avec les sédiments tertiaires, ont formé le terrain *calcaréo-trappéen* de Brongniart. S'il reste encore quelques doutes relativement à l'âge de certaines nappes qu'on a prises pour des coulées interstratifiées et qui pourraient n'être que des épanchements horizontaux d'intrusion, du moins il paraît certain que les *breccioles* éocènes de Ronca sont de véritables tufs. Les basaltes du Vicentin seraient ainsi les plus anciens de la série moderne.

Apennins, Illyrie, etc. — Les *serpentines* ont joué un rôle considérable dans les Alpes méridionales et les Apennins à l'époque de l'éocène supérieur; la formation *ophiolithique*, comme l'appelle M. Taramelli, constitue des amandes au milieu des grès et des argiles du ligurien, en compagnie de tufs boueux formant ce qu'on a nommé le *gabbro rosso* et les argiles *écailleuses* ou *argille scagliose*. La dénomination de serpentine englobe d'ailleurs un ensemble varié de roches, parmi lesquelles on peut distinguer des *ophicalces*, des *ophites*, des *euphotides* et même des *hypérites*. Il est vrai que toutes ces roches n'ont pas des relations stratigraphiques également nettes et que, pour les belles euphotides (*granitone*) de la Toscane, en particulier, la détermination de l'âge ne saurait être considérée comme définitive. Mais le même doute ne doit pas peser sur les

(1) Lyell, *Elements*, 1865, p. 665.

Digitized by Google

serpentines de la Ligurie et de l'Émilie, trop intimement associées aux sédiments tertiaires pour qu'on les regarde comme les débris remaniés d'épanchements anciens, mécaniquement incorporés à l'éocène.

Dans la vallée supérieure du Reno, les assises nummulitiques sont percées, de distance en distance, par des dykes ou des massifs d'*euphotide*, qui ont poussé devant elles des fragments de tout volume de grès et de calcaire, formant ainsi de véritables conglomérats de friction. A leur contact, les argiles sont rubéfiées et transformées en jaspes, les calcaires en dolomies et en marbres serpentineux (1). Si ces particularités décèlent clairement l'âge de la *venue au jour* des euphotides, elles n'indiquent pas d'une manière aussi décisive que ces roches se soient véritablement épanchées à l'état fluide à l'époque éocène. Pourtant les probabilités semblent en faveur de cette dernière opinion.

La formation *ophiolithique* s'étendrait en Illyrie et en Serbie où, selon M. de Mojsisovics, elle est subordonnée à une sorte de *flysch* dont l'âge, difficile à déterminer avec précision, est compris entre la craie et l'éocène supérieur.

Italie centrale. — Les éruptions volcaniques de l'Italie centrale sont de date relativement récente. On peut distinguer, d'après M. Ponzi (2), deux époques principales : 1° celle des *monts Cimini*, dont les produits, entièrement sous-marins, occupent les provinces de Viterbe et de Comarca, ainsi qu'une partie de celle de Frosinone, couvrant une étendue de 150 kilomètres de long sur 50 de large. Les tufs sous-marins de cette époque appartiendraient au début du quaternaire; ils reposent sur un substratum de galets, d'origine marine, dépourvus d'éléments volcaniques, et supportent une nappe de cailloux quaternaires; 2° l'époque des *volcans du Latium*, dont l'activité s'est manifestée après le retrait définitif des eaux de la mer et a cessé peu de temps avant la fondation de Rome.

Les laves du Latium sont surtout des *leucitophyres*, transformées par l'action du chlore, au voisinage des centres d'éruption, en lave *sperone*. Quant aux *pépérites* (*peperino*), ce sont des tufs cimentés à froid. D'après le frère Indes (3), les tufs de la campagne romaine n'ont jamais offert le moindre vestige marin, tandis qu'ils renferment des végétaux terrestres et des débris de mammifères. On peut distinguer le *tuf lithoïde* et homogène du Capitole, de Sainte-Agnès, etc., qui daterait du quaternaire ancien, et le *tuf à scories* de la Via Flaminia, lequel, avec les cailloux roulés du mont Sacré, du Ponte Molle, etc., se serait formé postérieurement à l'occupation de la contrée par l'homme et contiendrait des restes de l'âge du bronze (4).

Champs phlégréens. Vésuve. — Aux environs de Naples, l'activité volcanique s'est partagée entre la région des Champs phlégréens et celle du Vésuve. La première, à laquelle on doit aussi rattacher les îles d'Ischia, Procida, Vivara et

(1) Coquand, *Traité des roches*, p. 108.
(2) *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXVI, p. 903.
(3) *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXVII, p. 412.
(4) Mantovani, *Geol. Magazine*, 1878, p. 439.

Digitized by Google

Nisita, est remarquable par l'absence de tout appareil central. Des cratères d'importance à peu près égale y sont en quelque sorte éparpillés sur toute la surface, dominant une plaine entièrement constituée par des *tufs*. Ces tufs, tantôt terreux, tantôt compacts, renferment des fragments de *trachyte* et de lave, ainsi que des cristaux isolés et des morceaux de ponce. La leucite y fait défaut, excepté dans le tuf qui avoisine le cratère de Rocca Monfina (1). On peut dire que l'élément qui les caractérise est la *sanidine*. De toutes les variétés de tufs, la plus répandue est la roche jaunâtre dite *tuf du Pausilippe*.

Cette formation, qui s'élève aujourd'hui jusqu'à une altitude d'environ 600^{m}, n'a pu être amenée dans cette situation que par des mouvements du sol, car les tufs des Champs phlégréens sont *sous-marins* et alternent avec des marnes coquillières où presque toutes les espèces appartiennent à la faune actuelle de la Méditerranée. Au Pausilippe, on y trouve *Ostrea edulis*, *Pectunculus glycimeris*, *Rostellaria pespelicani*. Les mêmes marnes coquillières, dans l'île d'Ischia, couronnent les tufs jusqu'à une altitude de 500^{m} sur les flancs de l'Epomeo.

L'épaisseur des tufs est considérable. A Naples, le tuf solide atteint 78^{m} au-dessous du niveau de la mer. Ensuite on rencontre 53^{m} de couches meubles, avec fragments de nature volcanique, alternant avec des marnes et enfin 98^{m} de marnes coquillières marines avec tufs anciens intercalés, sans qu'on puisse affirmer pour cela qu'on ait atteint le fond de la formation.

Les tufs des Champs phlégréens paraissent avoir été contemporains de ceux des monts Cimini, c'est-à-dire que leur formation appartient vraisemblablement au début de l'époque quaternaire. Quant aux cratères, on sait que plusieurs d'entre eux, par exemple le Monte Nuovo, ont une origine tout à fait moderne.

Aux éruptions essentiellement trachytiques qui ont donné naissance aux tufs des Champs phlégréens a succédé la formation des cratères de Rocca Monfina au nord, de la Somma à l'est. De ces volcans sont sortis des *leucitophyres*. En outre, les laves de la Somma, agissant dans la profondeur sur les calcaires qu'elles traversaient, y ont développé des minéraux divers, idocrase, grenat mélanite, etc., qu'on retrouve sur les flancs de la montagne, parmi les blocs rejetés.

Après cette phase antéhistorique, le Vésuve s'est formé au centre de l'ancien cratère de la Somma et n'a cessé de rejeter des *leucotéphrites* (2), où les cristaux de leucite, beaucoup plus petits que dans les anciens leucitophyres, sont associés à l'augite et au labrador.

Iles Ponza. — Les îles Ponza, situées dans la mer Tyrrhénienne sur le prolongement de la ligne qui joint le Vultur au Vésuve et aux Champs phlégréens, offrent un développement remarquable des roches acides de la famille des *liparites*. L'île de Palmarola tout entière et la plus grande partie de l'île de Ponza sont formées par un conglomérat ponceux, avec tufs stratifiés et laves trachytiques, que traversent des dykes et des massifs d'une liparite très siliceuse (*rhyo-*

(1) Roth, *der Vesuv*, etc. Berlin, 1857.
(2) V. *antè*, p. 604.

Digitized by Google

lithe quartzifère). Dans l'île de Zannone, cette liparite s'observe en contact avec le calcaire crétacé à hippurites, qu'elle a métamorphosé en dolomie cristalline (1).

La roche de Ponza contient 73,46 % de silice. Celle de Palmarola, remarquable par sa structure zonée, en renferme 74,54 %. Enfin, à Zannone, on en compte jusqu'à 75,09, dont une proportion de quartz libre formant 28,4 % de la roche (2). On peut d'ailleurs recueillir des échantillons offrant tous les passages possibles entre la texture vitreuse et la texture franchement cristalline.

Les cristaux de quartz des liparites de Ponza contiennent, d'après M. Sorby, des inclusions liquides avec bulles, qui témoignent que ces roches ont dû se former sous une pression considérable. M. Scrope a en outre signalé la présence, dans certaines parties des liparites, de filons de quartz et de pyrite cuprifère. Cette circonstance complète l'analogie des roches de Ponza avec les rhyolithes de Hongrie, qui sont vraisemblablement du même âge; car, à Ponza, les liparites sont plus anciennes que les tufs ponceux, qui semblent contemporains de ceux de l'Epomeo et des Champs phlégréens.

Ajoutons que les monts Euganéens se montrent aussi très riches en épanchements acides de la famille des liparites et des trachytes à sanidine.

Iles Lipari. — Le groupe des îles Lipari, où abondent les laves acides qui ont fait créer par Roth la dénomination de *liparites*, se compose de sept îles principales, entourées de plusieurs îlots, et dont les plus importantes sont Lipari, Vulcano et Stromboli. Il semble qu'il y ait eu à l'origine un grand cratère central, tel que celui de Santorin, et que, du milieu de ce cratère aujourd'hui détruit, dont Panaria représenterait un lambeau, trois fissures rayonnantes aient donné lieu à de nouvelles éruptions, jusqu'à ce que l'activité volcanique, sur son déclin, se concentrât aux extrémités de deux de ces lignes, dans les cratères de Vulcano et du Stromboli (3).

Les matériaux de l'ancien cratère sont des laves *trachytiques* très cristallines, où la teneur en silice se tient entre 61 et 64 % et qui n'arrivent jamais jusqu'au type franc des *liparites*. Une seconde période d'activité a fourni des conglomérats, des tufs, des cendres et des laves qui toutes appartiennent à la famille *trachytique*, avec 62 % de silice. Les tufs contiennent des empreintes végétales appartenant au pliocène. Ils ont été traversés par des émanations sulfureuses, qui y ont fait naître des filons de gypse avec divers sulfates de fer.

Enfin les éruptions modernes des îles Lipari donnent lieu à un partage remarquable entre les deux bouches volcaniques de Vulcano et du Stromboli. Tandis que ce dernier émet des laves nettement basiques, de la famille des *basaltes* et des *dolérites*, avec 50 % de silice, les laves de Lipari et de Vulcano sont extraordinairement siliceuses et tendent constamment vers la texture vitreuse ; quelques-

(1) Poulett Scrope. — Judd, *Geol. Magazine*, 1875, p. 301.
(2) Abich in Judd, *loc. cit.*
(3) Voir Judd, *Geol. Magazine*, 1875, p. 6.

Digitized by Google

unes d'entre elles sont des *verres volcaniques*, parfois ponceux, et contenant 74 % de silice, comme ce qu'on a appelé l'*obsidienne* et la *ponce* de Lipari. Les véritables *liparites* ont une densité de 2,53 et sont formées d'environ 77 % de sanidine, 18 % de quartz et 5 % d'hornblende ou de mica. Le passage de ces roches au type vitreux se fait par des variétés *perlitiques*, à globules radiés de feldspath et par des *obsidiennes porphyriques*.

La structure interne des laves de Vulcano démontre, par les contournements multipliés qu'on y observe, que les coulées devaient être dans un état de fluidité très imparfait. L'une d'elles, qui date de 1775, s'est consolidée sur une pente de 35 degrés. Sa surface est hérissée comme celle des cheires.

Sicile. — C'est en Sicile, à Palagonia, que se trouve le type des *tufs palagonitiques*. Ces tufs, dans lesquels la palagonite brune sert de ciment à une brèche stratifiée, composée de lapilli, de scories et de blocs, sont traversés par des filons de basalte et abondent en zéolithes ainsi qu'en calcite. Ils sont d'origine sous-marine, comme le prouvent les fossiles qu'on y recueille dans le Val di Noto, et qui paraissent appartenir soit à la fin de la période pliocène, soit au début de l'époque quaternaire.

Les tufs sous-marins de la Sicile sont la formation volcanique la plus ancienne de la contrée. Aux environs de Catane, on les voit s'élever jusqu'à 200^{m} d'altitude, quelquefois même, comme à Catera, jusqu'à près de 400^{m} (1). Au-dessus commence le volcan proprement dit de l'Etna, dont la formation s'est poursuivie pendant toute l'époque quaternaire et qui n'a pas cessé depuis de donner des preuves d'une grande activité. Les laves de l'Etna ont toujours offert une remarquable constance. Ce sont surtout des *labradorites*, c'est-à-dire des laves basaltiques dépourvues de péridot.

Santorin. — Les éruptions de l'île de Santorin, dont M. Fouqué a retracé l'histoire avec de grands détails (2), ont débuté, comme celles de l'Etna, à la fin de la période pliocène. Elles étaient sous-marines et leurs produits sont des andésites à hornblende et des dacites. Pendant la sortie de ces roches, la partie méridionale de l'île se relevait d'environ 200^{m}.

Les éruptions suivantes, qui se sont prolongées presque sans interruption jusqu'à l'époque actuelle, ont eu lieu à peu près exclusivement à l'air libre. Les premières ont été très basiques; elles ont fourni des *labradorites*, presque des *basaltes, à anorthite*. Ensuite sont sorties des *labradorites à labrador*, des *andésites augitiques* et des *andésites* avec cristaux de pyroxène, mais sans microlithes augitiques, antérieures au creusement de la baie.

Ces diverses éruptions avaient donné naissance à une grande île de forme arrondie, habitée en dernier lieu par une population industrieuse qui, bien que se servant surtout d'outils de pierre (silex, lave, obsidienne), connaissait déjà l'usage du cuivre. C'est alors qu'eurent lieu l'explosion et l'effondrement de la

(1) Lyell, *Elements*, 1865, p. 190.
(2) *Santorin et ses éruptions*. Paris, 1879.

Digitized by Google

partie centrale, avec projection de tuf ponceux. Plus tard, les laves tuméfiées reparurent au centre de la baie sous la forme des Kaménis (1), dont les éruptions n'ont presque jamais donné d'autres roches que des *andésites* à microlithes d'oligoclase et d'albite, avec cristaux anciens de pyroxène, de labrador et de magnétite.

Ainsi, suivant la remarque de M. Fouqué, les laves de Santorin, très basiques au début, sont devenues, avec le temps, de plus en plus acides.

§ 3

ÉRUPTIONS MODERNES DIVERSES

Eifel. Lac de Laach. — Dans l'Eifel, les schistes et quartzites du dévonien sont percés par des roches volcaniques diverses, dont l'âge ne peut être défini avec certitude, vu l'absence de toute assise sédimentaire postérieure à l'éocène. Cependant l'aspect scoriacé des laves et la bonne conservation des cratères donnent à penser que les manifestations volcaniques de l'Eifel ont été contemporaines des dernières émissions de l'Auvergne. En tout cas, la lave basaltique et leucitique du Papenkaule est certainement postérieure au dernier creusement de la vallée de la Kyll et, dans la vallée de l'Ues, une coulée de lave basaltique en prismes a obligé la rivière à se creuser un nouveau lit.

Les *leucitophyres* et les *néphélinites* sont fréquents parmi les laves de l'Eifel. Il en est dans le nombre, comme les laves de Niedermendig, qui contiennent assez d'haüyne pour avoir été qualifiées d'*haüynophyres*. Cette composition rapproche beaucoup les émissions de l'Eifel des épanchements anciens de l'Italie centrale.

Les *tufs volcaniques* occupent une place importante dans l'intéressante région du lac de Laach. On distingue des *tufs de scories*, contenant de petits morceaux de scories celluleuses, avec nombreux cristaux d'augite, des fragments vitrifiés de schistes et grès dévoniens, ainsi que du granite et du gneiss : des *tufs leucitiques*, des *tufs trachytiques* et des *tufs ponceux* ou *trass* ; ces derniers garnissent, sur 20^m d'épaisseur, les flancs du thalweg de la vallée de Brohl. Ils alternent avec le loess, dont ils sont évidemment contemporains, tandis que les coulées de lave et les cimes phonolithiques de la région de Laach seraient antérieures à l'époque quaternaire.

Siebengebirge. — Le massif des Sept-Montagnes ou du *Siebengebirge*, qui se dresse, auprès de Bonn, au-dessus de la plaine du Rhin, forme un groupe éruptif dont la venue au jour a précédé de très peu le commencement de la formation lignitifère aquitanienne de la région rhénane, car c'est dans l'étage moyen de cette formation qu'apparaissent des conglomérats à éléments empruntés aux

(1) V. *antè*, p. 428.

Digitized by Google

trachytes de la région (1). Ces trachytes, qui forment des massifs et non des coulées, comprennent diverses variétés plus ou moins enchevêtrées, dont les principales sont le *trachyte à sanidine* (*sanidophyre*) du Drachenfels et l'*andésite* à pâte claire de la Wolkenburg.

Le *conglomérat trachytique* intermiocène occupe surtout le pourtour des massifs éruptifs et il est traversé par des filons de trachyte; mais ceux-ci s'arrêtent sans avoir atteint l'assise lignitifère supérieure, laquelle repose sur un *basalte*, dont plusieurs nappes alternent avec les conglomérats trachytiques et d'autres conglomérats à cailloux basaltiques. Les plantes fossiles de ces dépôts sont à la fois celles du grès moyen miocène et celles des lignites supérieurs, au milieu desquels le basalte est rare. Ainsi l'éruption basaltique, postérieure, quant à sa masse principale, à celle du trachyte, l'a du moins suivie de très près. Elle est d'ailleurs contemporaine de la sortie des premiers basaltes d'Auvergne, subordonnés aux couches aquitaniennes.

L'activité éruptive s'est de nouveau réveillée, dans le pays, après le dépôt des premières alluvions quaternaires. C'est alors que s'est formé le petit cratère du Roderberg, dont les éruptions ont en partie vitrifié les alluvions, tandis que, plus tard, un dépôt de loess est venu combler la cavité volcanique.

Meissner, Höhgau, Brisgau. — Au mont Meissner, dans la Hesse, une coulée *basaltique*, puissante de 100 m. et percée elle-même par des filons de *dolérite*, recouvre une couche de lignite épaisse de 33 m. L'exploitation du combustible a permis de recouper les cheminées par lesquelles s'est fait l'épanchement. Au contact du basalte, le lignite a pris une structure bacillaire et a été transformé en anthracite (2).

Les *basaltes* et les *phonolithes* du Höhgau, au nord de Schaffouse, sont accompagnés de tufs dont les uns contiennent des fragments de *nagelfluh* et les autres des intercalations de roches fossilifères de l'âge des couches d'Œningen. Ces épanchements datent donc vraisemblablement de l'époque pliocène (3).

Au même groupe se rattachent les *trachytes* et les *phonolithes* du Brisgau, qui se font jour au Kaiserstuhl, dans la plaine du Rhin, en compagnie d'une *limburgite* à hyalosidérite.

Bohême, Suisse saxonne. — Les roches volcaniques de la Bohême (4) ont percé les couches crétacées et éocènes; de plus, toutes se sont épanchées antérieurement au creusement des vallées, c'est-à-dire avant la fin du pliocène; c'est tout ce qu'il est actuellement possible de dire sur l'époque de leur sortie.

Ces roches se répartissent en quatre catégories qui sont, en commençant par les plus anciennes :

1° Des *leucitites* et des *leucotéphrites;*

(1) Von Dechen, *Geognostischer Führer in das Siebengebirge.* Bonn, 1861.
(2) Moesta in Credner, *Traité de géologie*, p. 619.
(3) Schalch in *Revue géol. suisse*, IV, p. 48.
(4) Nous devons ces renseignements, ainsi que ceux qui concernent la Hongrie et la Transylvanie, à une obligeante communication de M. Fouqué.

Digitized by Google

2° Des *leucitites* et des *néphélinites* passant aux phonolithes;

3° Des *phonolithes* riches en sanidine et en noséane;

4° Des *basaltes*.

Les roches du premier groupe sont très basiques et assez riches en olivine pour que M. Boricky et les auteurs allemands en aient fait des basaltes à leucite. Le second groupe est un peu moins basique que le précédent. Quant aux phonolithes, elles sont identiques avec celles d'Auvergne. On les voit, notamment à Bilin, surgir sous la forme de dômes, comme les noyaux d'anciennes cheminées d'éruption dont le revêtement meuble aurait été enlevé par l'érosion.

Les basaltes, bien visibles sur la rive droite de l'Elbe et sur les bords du Bolzen, tandis que les leucitites et les néphélinites occupent surtout la rive gauche du fleuve ainsi que les bords de la Biela et de l'Eger, sont parfois rugueux, grisâtres et poreux, d'où le nom de *trachy-basalt*, que ne justifient d'ailleurs ni la composition ni la structure microscopique.

Les centres éruptifs du premier groupe, alignés N. E. — S.O, se rattachent aux massifs similaires de la Saxe, du Fichtelgebirge, de la Forêt-Noire et du Kaiserstuhl. Ceux du second groupe ont la même direction, tandis que le troisième et le quatrième affectent l'orientation N.O. —S.E et se relient aux centres de même nature du Thüringerwald, de Cassel et de Göttingen.

Plusieurs pointements basaltiques, avec la séparation prismatique accoutumée, s'observent au milieu des grès crétacés de la Suisse saxonne. A leur contact, le *quadersandstein* a été calciné et le retrait y a fait naître une structure colomnaire.

Moravie, Silésie, Banat. — La *teschénite* de la Moravie et de la Silésie perce le crétacé et l'éocène. Celle du Caucase a pour roche encaissante l'oolithe jurassique : mais elle est certainement plus récente (1).

Les *banatites*, avec variétés syénitiques dominantes, du Banat autrichien, ont percé les couches jurassiques et crétacées de la région. Elles sont fréquemment métallifères et leurs variétés granitoïdes ont exercé, sur les calcaires encaissants, de remarquables effets de métamorphisme, avec production de marbre cristallin, de wollastonite, de grenat, d'idocrase, etc.

Hongrie, Transylvanie. Labradorites, Andésites, Dacites. — Un centre éruptif très bien défini est celui de la Hongrie et de la Transylvanie, où l'on peut distinguer cinq catégories d'épanchements, de nature surtout trachytique, qui paraissent s'être succédé dans l'ordre suivant :

1° Le dépôt de l'éocène supérieur transylvanien a été interrompu par des épanchements de roches très particulières, désignées par M. de Richthofen (1) sous le nom de *grünstein-trachyt*. Ce sont des *labradorites* et des *andésites à augite*, parfois un peu quartzifères, mais assez basiques dans l'ensemble et riches en microlithes d'augite et de labrador. Le quartz de ces roches contient souvent

(1) Choffat, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 280.
(2) *Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt*, 1860.

Digitized by Google

des inclusions à bulles mobiles, et c'est sur ce caractère que M. de Richthofen s'est fondé pour leur appliquer la désignation de *propylites*. Mais, suivant M. Szabò (1), l'état particulier du *grünstein-trachyt* résulte d'une puissante action solfatarienne qui a accompagné la sortie de cette roche.

Après la consolidation de cette première série d'épanchements, remarquable par sa richesse en émanations métallifères, des *dacites* sont venues au jour, qui coupent les andésites à Rodna et en renferment des débris à Kisbanya. Le quartz de ces dacites contient surtout des inclusions vitreuses et leur épanchement a eu lieu certainement à l'époque miocène. C'est dans les dacites qu'est comprise la riche zone métallifère de Vöröspatak.

Ensuite sont venues des *andésites*, généralement *amphiboliques*, qui forment de nombreux filons dans les roches des deux premiers groupes, à Kapnik et Lapos-banya, et contiennent, dans la vallée du Körös, des blocs de dacite. A ces andésites sont subordonnés des tufs certainement miocènes, mais dont la place exacte n'est pas encore déterminée, les uns les considérant comme inférieurs et les autres comme supérieurs au calcaire de la Leitha. Les andésites amphiboliques de Hongrie, identiques avec celles d'Auvergne, ont été décrites par M. de Richthofen comme *trachytes gris*.

Rhyolithes, Liparites, Basaltes. — La sortie des andésites a été suivie par celle de *rhyolithes*, c'est-à-dire de *liparites* trachytoïdes très acides, à grands cristaux de sanidine, avec pâte riche en microlithes de sanidine et matière vitreuse saturée de silice. Ces roches, qui contiennent du quartz en grands cristaux bipyramidés, comprennent les *porphyres molaires* et les *perlites* de la contrée. On les voit couper en filons la dacite du Vlegiasza et les tufs subordonnés à cette formation ne sont jamais recouverts que par les tufs basaltiques ou les dépôts quaternaires. Les rhyolithes ont d'ailleurs une tendance marquée à former des cimes isolées, qui représentent sans doute les têtes d'épanchements visqueux sortis par des fissures.

Pour M. Szabò, les rhyolithes de la région de Tokay sont des épanchements sous-marins, dus à la réaction mutuelle d'une roche trachytique acide et d'un type plus basique tendant à sortir dans la profondeur. Plus on approcherait de cette roche basique et plus la modification rhyolithique serait accentuée, donnant lieu à des *obsidiennes* et à des *rétinites*. Les obsidiennes de Tokay, généralement noires, parfois rouges, contiennent des grains ou des cristaux de feldspath et de quartz, qui leur donnent par places l'aspect des vitrophyres.

Les tufs rhyolithiques de Hongrie ont été pénétrés en tous sens par d'abondantes émanations geysériennes, qui ont déterminé la formation d'*opale*. Tantôt l'opale est *noble*, comme à Veresvagas et à Nagy Milahy, tantôt elle est brune, jaune ou bitumineuse, soit en nids, soit en couches quelquefois très puissantes et à stratification parfaite (2), rappelant alors la structure du bois pétrifié. L'altération

(1) *Assoc. française*, session d'Alger, 1881, p. 564.
(2) Szabò, *loc. cit.*

Digitized by Google

de l'opale donne du silex ménilite. En outre, des émanations sulfuriques ont, en divers points, développé de l'*alunite* aux dépens des roches trachytiques et parfois, mais rarement, il s'est formé de la barytine et du soufre natif.

La série éruptive se termine en Transylvanie par des coulées peu développées de *basalte*, dont les tufs recouvrent le calcaire de la Leitha et quelquefois les couches sarmatiques à cérithes, tandis qu'ils supportent les graviers quaternaires. M. Szabò pense que le basalte a coulé pendant ou même après le dépôt des couches à congéries (1).

En résumé, l'activité volcanique, dans le massif des Carpathes, s'est fait jour depuis l'éocène supérieur jusqu'au pliocène. Ses manifestations ont donc été, dans l'ensemble, antérieures aux phénomènes volcaniques du Plateau central de la France.

Grande-Bretagne. — Mac Culloch et, après lui, M. Zirkel (2) ont signalé, dans l'île de Skye, une nappe de *trapp* intercalée entre le bathonien et l'oxfordien. Si cette intercalation n'est pas le fait d'une *intrusion*, ce serait le seul exemple connu d'une éruption contemporaine de la période oolithique. Aussi nous semble-t-il préférable d'admettre que le trapp s'est insinué *entre deux assises oolithiques* et que sa sortie a eu lieu à la même époque que celle du *basalte* compact ou amygdaloïde de Skye.

La même île renferme des massifs d'une *syénite quartzifère*, passant par places au *porphyre* et qui surgit au milieu des calcaires du lias. Ces derniers sont transformés en marbre au contact de la syénite et l'on peut suivre de proche en proche les progrès de ce métamorphisme, depuis le calcaire avec ammonites et gryphées jusqu'au marbre dépourvu de toutes traces de fossiles ainsi que de stratification.

Toutefois on remarquera que les silicates calcaires et alumineux, si fréquents au contact des roches granitoïdes et des calcaires dans le Tyrol et le Banat, font ici entièrement défaut. Dès lors, si l'on réfléchit que l'île de Skye porte la trace de dislocations énergiques, qui ont amené au jour le granite et les roches cambriennes, il ne paraîtra pas téméraire de supposer que le métamorphisme du lias peut être d'origine mécanique comme celui des coins calcaires du gneiss de l'Oberland (3) et qu'il est la conséquence des efforts que le lias a subis lorsqu'il a été percé par des massifs syénitiques d'ancienne consolidation. S'il en était autrement et qu'il fût impossible de considérer la syénite de Skye comme une variété de *banatite*, le fait signalé par Mac Culloch et admis par M. Zirkel, c'est-à-dire la pénétration, à l'état fluide, d'une syénite quartzifère de type ancien dans les calcaires du lias, serait absolument exceptionnel.

Iles écossaises, Islande, etc. — A l'époque miocène, une activité volcanique considérable s'est fait jour à l'ouest de l'Europe, depuis l'Irlande, l'Écosse et les

(1) *Congrès international de géologie*, 1878.
(2) *Zeits. d. deutsch. geol. Gesellschaft*, XXIII, 1.
(3) V. *infrà*, livre quatrième, première section.

Digitized by Google

Hébrides, par les îles Feroër et l'Islande, jusqu'au Groënland. Dans ces régions, les lignites miocènes (*surturbrand* des Islandais), sont recouverts par des nappes de *dolérites* et d'*anamésites* (*trapps*) passant au basalte, accompagnées de tufs et de conglomérats et remarquables par leurs magnifiques séparations colomnaires, qui ont rendu célèbre la grotte de Staffa. Un véritable *basalte* et, parfois, des massifs *trachytiques*, se sont épanchés à une date plus récente.

L'absence de formations sédimentaires en Islande ne permet pas de déterminer l'âge absolu, d'ailleurs miocène ou postmiocène, des épanchements volcaniques de cette île. On peut seulement chercher à en établir l'ordre de succession. Le voici, tel qu'il résulte des observations de M. R. Bréon (1) :

1° Longue suite d'éruptions de laves labradoriques et de dolérites ophitiques.
2° Andésites à pyroxène.
3° Andésites acides.
4° Roches trachytiques, Rhyolithes passant aux perlites et aux obsidiennes.
5° Laves actuelles, labradoriques et augitiques, avec péridot assez fréquent.

Les *tufs palagonitiques*, qui couvrent une grande surface en Islande, se rencontrent à des hauteurs qui doivent les faire considérer comme antérieurs au creusement des vallées.

Amérique ; Montagnes Rocheuses. — Le versant occidental des Montagnes Rocheuses a été, à l'époque tertiaire, le théâtre d'épanchements éruptifs considérables, qui offrent une grande analogie avec ceux de la Hongrie. La série des éruptions, établie par M. de Richthofen et confirmée par les travaux des géologues américains (2), est la suivante :

A une époque, certainement postérieure au crétacé, que les circonstances locales ne permettent pas de préciser d'une manière absolue, mais qui a probablement précédé le miocène, a eu lieu une sortie de *propylite*, c'est-à-dire d'une andésite amphibolique parfois quartzifère (3) et venue au jour avec d'abondantes émanations sulfureuses. Il est à présumer que cette éruption a été la conséquence de mouvements du sol succédant à la grande période d'affaissement de l'éocène, dont la puissance, dans cette région, dépasse 1000^{m}. Ensuite sont venues des *andésites*, les unes, amphiboliques, antérieures au miocène, les autres, pyroxéniques, contemporaines de ce système, et des dacites. Leur sortie a été suivie par celle de *trachytes à sanidine*, contenant de l'amphibole et du pyroxène, et alternant avec des tufs qui renferment une flore miocène.

Au début du pliocène ont apparu les *rhyolithes*, qui sont de beaucoup les roches les plus abondantes de la région. Depuis le méridien de 114° jusqu'aux rivages californiens, elles couvrent un espace considérable, formant, dans le voisinage du mont Moïse, un massif dont l'épaisseur varie entre 600 et 2000^{m} (4). Les premières couches pliocènes contiennent des produits de la plus ancienne

(1) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3° série, IX, p. 334.
(2) Clarence King, *U. S. geol. explor. of the 40th parallel*, 1870, 1878.
(3) V. *antè*, p. 589.
(4) Clarence King, *op. cit.*

Digitized by Google

éruption rhyolithique, épanchée à travers le miocène disloqué et l'étage de Humboldt renferme des nappes, des tufs et des couches puissantes de lapilli, attestant que le phénomène a occupé tout le premier tiers de la période. Au début, les rhyolithes sont plutôt vitreuses et brèchiformes; plus tard elles deviennent porphyroïdes; quelques variétés sont poreuses ou perlitiques, d'autres se divisent en belles colonnes. Les couleurs sont vives et variées, comprenant le rose, le vert, le brun chocolat. Un *basalte* à néphéline, épanché en nappes de plus de 300^{m} d'épaisseur et associé à une *dolérite*, paraît avoir clos la série des épanchements; il a coulé, dans le bassin d'Idaho, sur le pliocène non dérangé, perçant la rhyolithe déjà dénudée. Mais il existe aussi un basalte plus ancien, perçant le crétacé en dykes et servant d'appui, en discordance, aux couches pliocènes du North Park.

En résumé, dans l'éruption qui nous occupe, les produits acides sont en excès considérable relativement aux produits neutres ou basiques, et il paraît que le même fait se reproduit dans toute la Cordillière de l'Amérique du Nord.

Quant à la remarquable série trachytique et andésitique des Andes de l'Amérique du Sud, les documents qu'on possède à cet égard sont encore trop incomplets pour que nous en puissions donner ici un résumé.

DEUXIÈME SECTION

GITES MINÉRAUX ET MÉTALLIFÈRES

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS SUR LES GITES MINÉRAUX

Définition et classification des gîtes minéraux. — Considérés dans leur acception la plus générale, les *gîtes minéraux* sont tous les dépôts desquels il est possible d'extraire avec profit des substances utiles : ces gîtes sont dits *métallifères* quand les substances qu'ils renferment peuvent fournir des métaux usuels. Ces métaux y existent, soit à l'état natif, soit, plus ordinairement, combinés aux divers minéralisateurs, et formant alors des *minerais*, tantôt oxydés (oxydes, carbonates, silicates, arséniates, phosphates, etc.), tantôt dépourvus d'oxygène (sulfures, arséniures, antimoniures, chlorures, fluorures, etc.). Les minerais sont d'ailleurs rarement à l'état de pureté dans les gîtes et presque

Digitized by Google

toujours on les trouve disséminés au milieu d'une certaine quantité de matières pierreuses appelées *gangues*.

On peut distinguer, parmi les gîtes minéraux, plusieurs variétés de formes, dont chacune comporte un mode spécial de production. Les principaux types sont les suivants :

1° *Gîtes stratifiés*, régulièrement intercalés entre les couches du terrain encaissant et synchroniques du dépôt de ce dernier;

2° *Gîtes en amas*, formant, à la jonction de deux terrains différents, des massifs plus ou moins lenticulaires, dont le mode de production peut rester parfois très problématique;

3° *Gîtes en filons*, occupant des fentes bien caractérisées de l'écorce terrestre. Ces fentes sont le plus souvent indépendantes de la stratification des terrains qu'elles traversent. Mais il arrive quelquefois que la cassure emprunte le plan de séparation de deux strates successives. Il en résulte alors des *filons-couches*, difficiles à distinguer des gisements stratifiés.

Les gîtes en amas semblent devoir être considérés comme des variétés de filons, qui prennent naissance lorsque, sur certains points, les fentes métallifères subissent un élargissement exceptionnel. Nous ne leur ferons donc pas, dans cette étude, une place à part, sauf à rechercher, dans certains cas intéressants, les causes auxquelles peut être attribuée l'extension en largeur des fentes de l'écorce. Quant aux gîtes stratifiés, il en a été naturellement question dans la description des terrains dont ils font partie. De cette manière, avec la signification restreinte que nous leur attribuons ici, les gîtes minéraux viennent bien à leur place parmi les produits de l'activité interne.

Deux choses sont à considérer dans les gîtes : la *fente* qui les contient, produite dans une des dislocations de l'écorce terrestre, et le *remplissage*, dont les matériaux ont été amenés et déposés par des actions chimiques spéciales. Ce dernier peut avoir été immédiatement postérieur à la formation de la fente, ou au contraire ne s'être produit qu'après un assez long intervalle.

§ 1

PHÉNOMÈNES DE FRACTURE

Définition des filons. — Les fentes des gîtes minéraux et métallifères sont, en général, assez bien définies comme parcours et prennent le nom de *filons*. L'*inclinaison* ou *pendage* des filons se rapproche le plus souvent de la verticale; mais il peut en être autrement si, après l'ouverture des fentes, le terrain qu'elles affectent a subi de notables bouleversements. On donne aux deux parois d'un filon le nom d'*épontes;* celle qui, par suite du défaut de verticalité, s'appuie sur l'autre, porte le nom de *toit*, tandis que la seconde s'appelle *mur*. Fréquemment, le corps du filon est séparé du toit et du mur par une certaine épaisseur de ma-

Digitized by Google

tières argileuses ou détritiques, formant ce qu'on appelle une *salbande*. Il arrive souvent que les épontes d'un filon offrent des parties polies et striées, dites *miroirs de filons*, résultat du frottement mutuel des parois, lors de la formation de la fente et du glissement du toit sur le mur.

La *direction* d'un filon est l'orientation de l'horizontale en chacun de ses points. Cette orientation comporte des variations de détail assez sensibles pour que, la plupart du temps, il convienne de s'en tenir à la pratique des anciens mineurs, qui évaluaient la direction en heures (*hora*) de la boussole, depuis zéro jusqu'à 12.

L'*inclinaison* d'un filon est l'angle que fait avec l'horizontale la ligne de plus grande pente. La *puissance* est l'épaisseur, comptée normalement d'une éponte à l'autre. Cet élément peut varier depuis l'épaisseur d'une feuille de papier, qui est celle des fentes imprégnées de tellure natif d'Offenbanya en Transylvanie, jusqu'à la puissance de 50 à 60^{m} qu'offrent certains filons du Hartz. Au delà de ces chiffres, les fentes perdent toute régularité et leurs remplissages méritent d'être qualifiés d'amas.

Orientation. Croisements. — Un filon bien défini garde généralement une orientation moyenne constante sur une assez grande longueur, surtout quand le terrain encaissant ne change pas de nature dans ce parcours. Cependant il est un cas où la direction peut être brusquement déviée; c'est quand il y a rencontre de deux filons; dans ce cas, le glissement relatif des deux lèvres de la nouvelle fente a pour effet de séparer en deux tronçons le filon le plus ancien et il se produit un *rejet* de ce dernier (fig. 567), c'est-à-dire une brusque interruption de sa masse qui vient buter contre le *croiseur;* une galerie horizontale menée dans ce filon doit donc être reprise en avant ou en arrière après avoir cheminé quelque temps dans le croiseur.

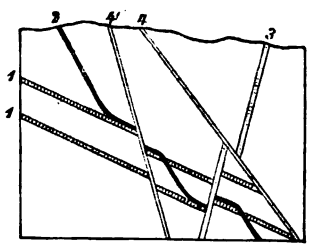

Fig. 567. — Rencontre de filons.
Les filons 1, 1, les plus anciens, sont rejetés par le filon 2, qui lui-même subit un rejet de la part du filon 3. Enfin les filons 4 rejettent tous les autres.

Champs de fracture. Leur imitation artificielle. — Les filons métallifères ne sont presque jamais isolés; de plus, au lieu d'être disséminés à peu près partout, ils se concentrent habituellement en assez grand nombre dans certaines régions, où ils forment plusieurs séries enchevêtrées de cassures, chaque série étant composée de fentes à peu près parallèles. De la sorte, un district minier constitue un réseau de fentes, qu'on a justement appelé un *champ de fracture*.

Des champs de fracture bien caractérisés s'observent dans l'Erzgebirge et notamment à Freyberg; dans le Hartz, autour de Clausthal; en Cornouailles; en Bohême, à Przibram et à Mies; en Hongrie, à Schemnitz; en France, près de Vialas (Lozère) et de Pontgibaud (Puy-de-Dôme), etc.

La figure 568, qui représente une coupe verticale prise dans le district de Przi-

Digitized by Google

bram en Bohême, peut donner, en élévation aussi bien qu'en plan, une idée assez nette de la constitution d'un champ de fracture, avec ses directions multiples, mais le plus souvent conjuguées et se répétant parallèlement. En cherchant à reproduire artificiellement quelque chose d'analogue, M. Daubrée (1) n'a pu y réussir qu'à l'aide d'une torsion imprimée, par un bout, à une longue plaque de verre épais, solidement encastrée à l'autre extrémité. Les fêlures ainsi obtenues (fig. 569) reproduisent, avec une assez grande exactitude, l'aspect d'un plan de mines dans un district métallifère. Il semble permis d'en conclure que les filons sont des fractures déterminées par des mouvements de torsion, auxquels certaines parties de l'écorce terrestre ont été soumises lorsque les efforts de dislocation étaient déviés par quelque cause profonde.

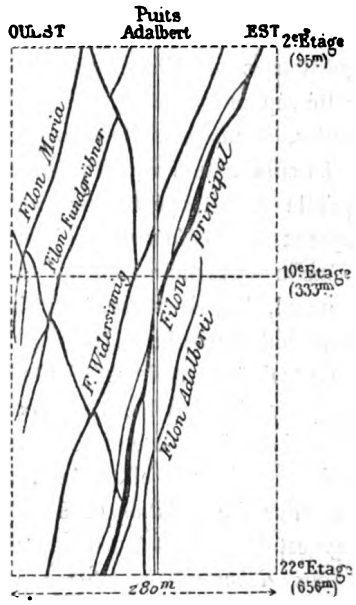

Fig. 568. — Coupe verticale des filons du district Maria-Adalbert à Przibram (d'après MM. Michel-Lévy et Choulette).

Cette conclusion semble d'autant plus admissible que tous les champs de fracture remarquables, du moins ceux qui donnent lieu aux véritables filons concrétionnés, sont concentrés dans des régions de terrain primitif ou de schistes anciens, c'est-à-dire dans des massifs dont la consolidation remonte à une haute antiquité. Or quand les efforts de dislocation qui, à diverses

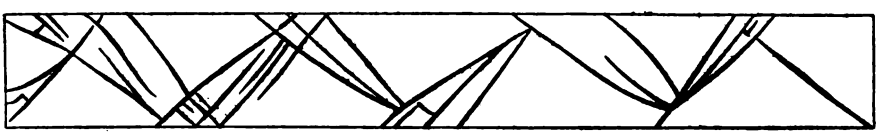

Fig. 569. — Effets de la torsion sur une plaque de verre épais (d'après M. Daubrée).

reprises, ont troublé, suivant des directions variables, l'équilibre de l'écorce terrestre, venaient buter contre les parties avancées de ces zones résistantes, il est naturel qu'ils y aient fait naître quelque chose d'analogue à une torsion.

§ 2

PHÉNOMÈNES DE REMPLISSAGE. DÉTERMINATION DE L'AGE RELATIF

Divers modes de remplissage. — Occupons-nous maintenant des phénomènes qui ont pu déterminer le remplissage des filons. A priori, le remplissage d'une

(1) *Études de Géologie synthétique.*

Digitized by Google

fente doit pouvoir s'opérer de trois manières : 1° par injection directe; 2° par sublimation; 3° par circulation d'eaux minérales.

Le premier cas paraît avoir été très rarement réalisé. Il est arrivé sans doute que des roches éruptives, injectées dans des fentes, ont amené avec elles des substances métalliques qui, plus tard, s'en sont séparées. Mais la manière dont cette séparation a dû s'accomplir fait rentrer le remplissage métallifère de ces fentes, au moins à titre d'annexe, dans les formations de la troisième catégorie.

La sublimation a probablement été plus fréquente; mais il n'y a pas d'exemple qu'elle se soit opérée par voie sèche, et c'est généralement dans un véhicule aqueux ou dans la vapeur d'eau que les métaux ont dû être entraînés. Ce phénomène ne serait donc encore qu'un cas particulier du troisième mode, qui correspond, dans le passé, à l'activité des sources chaudes et thermo-minérales de la période actuelle.

Ce troisième mode est d'ailleurs très complexe; car les substances minérales ont pu venir du dehors, ou seulement de l'intérieur, ou de l'un et de l'autre à la fois; elles peuvent enfin avoir été empruntées, en totalité ou en partie, à la roche encaissante elle-même, auquel cas on a ce qu'il est permis d'appeler des gîtes d'*exsudation* ou de *sécrétion*, bien différents de ceux dont le remplissage est dû surtout à des apports internes et auxquels peut s'appliquer le nom de *gîtes d'émanation*.

Principales catégories de filons. — Mais, en réalité, ce qui importe surtout, c'est la manière dont s'est opéré le dépôt du remplissage dans la fente. Or, à ce point de vue, l'observation indique qu'il y a trois catégories principales de filons.

1° Ceux pour lesquels le remplissage a immédiatement suivi la production des cassures, ce remplissage étant d'ailleurs le résultat des émanations d'une roche éruptive, dont la venue au jour a été la cause déterminante de la formation des fentes. Cette catégorie, qu'on peut appeler celles des *gîtes d'émanation directe*, est principalement représentée par l'ensemble des gîtes *stannifères*.

2° Ceux où le minerai s'est ultérieurement concentré en amas dans certaines portions d'une fente primitivement remplie par l'injection d'une roche éruptive. Parmi ces gîtes, qu'on pourrait appeler *gîtes de départ*, se classent bon nombre de gisements *cuprifères*.

3° Ceux où les gangues et les minerais se sont déposés lentement, par circulation d'eaux ou de vapeurs, appliquant leurs produits sur les deux lèvres de la fente en forme d'incrustations, que ce dépôt ait eu lieu par simple évaporation et condensation, ou par suite de phénomènes électrochimiques. Le caractère du remplissage est alors d'être disposé en zones symétriques relativement aux parois, chacune d'elles étant constituée par des matières *concrétionnées*, comme les stalactites des grottes, et qui ne prennent de formes cristallines distinctes que là où il subsiste, au centre du filon, des cavités béantes ou *druses*. Les filons de cette classe ont reçu d'Élie de Beaumont le nom de *filons concrétionnés* ou d'in-

Digitized by Google

crustation. Et comme cette manière d'être est surtout celle des filons *plombifères*, cette dernière désignation est devenue en quelque sorte synonyme de la précédente.

Il ne faudrait pas croire que les trois classes qui viennent d'être énumérées fussent toujours nettement distinctes. Il y a de fréquents passages de l'une à l'autre et beaucoup de gîtes métallifères peuvent être considérés comme intermédiaires entre les gîtes d'émanation et les filons concrétionnés. Ce qui est vrai, c'est que tous les gîtes doivent leur remplissage à des apports *intimement liés aux éruptions de roches internes* et résultent de phénomènes thermo-minéraux, contemporains ou consécutifs de ces éruptions. Suivant la rapidité avec laquelle les émanations se sont fait jour, les gîtes se sont plus ou moins écartés de la condition de filons concrétionnés. Mais, en réalité, cette manière d'être n'offre qu'une importance secondaire, et l'on pourrait dire qu'il n'y a que deux classes d'émanations minérales à considérer : celles qui dérivent des *roches acides*, où les minéralisateurs ont dû être surtout le chlore et le fluor, avec d'abondants épanchements siliceux, et celles des *roches basiques*, presque toujours à l'état de sulfures, avec barytine et calcite associées au quartz.

Age des fractures. — La détermination de l'âge d'un gîte en filon comprend deux choses : la connaissance de l'époque à laquelle la fracture s'est produite et celle du moment où a eu lieu le remplissage. Ces deux phénomènes sont très distincts, et si quelquefois ils ont été simultanés, bien souvent le second a suivi de très loin le premier.

Nous avons dit, en parlant des roches éruptives, que l'âge relatif des cassures s'appréciait à l'aide de leurs rejets mutuels. Quant à l'âge absolu, le seul critérium certain est fourni par les terrains traversés, un filon étant nécessairement postérieur au dépôt et à la consolidation des couches qu'il a fracturées. Malheureusement ce dernier critérium serait souvent tout à fait insuffisant, beaucoup de fractures, en réalité très modernes, étant concentrées dans des régions de gneiss ou de schistes cristallins qu'elles ne dépassent point. Dans ce cas, il y a un grand secours à attendre de l'étude des dislocations (1). L'expérience enseigne que, dans chaque région, les fractures produites à une même époque affectent, en général, une ou plusieurs directions définies, en rapport avec celles des montagnes et des principaux accidents orographiques. Dans un champ de fracture déterminé, il est rare, comme Werner l'a pour la première fois montré, que tous les filons de même direction ne soient pas du même âge et il y a des chances pour que cet âge soit celui de la chaîne de montagnes la plus voisine qui offre la même orientation. A la faveur de ce principe, on a pu, dans beaucoup de cas particuliers, après avoir établi, d'après les rejets, la chronologie relative des filons, s'assurer que cette succession était d'accord avec celle que l'étude des directions eût permis de prévoir. Aussi est-il opportun, quand on entreprend l'analyse d'un champ de filons, d'y rapporter la direction des princi-

(1) Voir plus loin la première section du livre quatrième.

Digitized by Google

paux *systèmes de dislocations*, afin d'avoir des éléments de comparaison pour classer toutes les cassures élémentaires.

Age du remplissage. — Quant à l'âge du remplissage, si le filon n'a subi ni croisements ni réouvertures, on admet qu'il a immédiatement suivi la formation de la fente ; mais l'action peut avoir été lente et s'être prolongée beaucoup après ce moment. S'il y a croisement et que, aux points de rencontre, le remplissage soit de même nature que dans le croiseur, c'est l'âge de ce dernier qui détermine l'époque de la nouvelle *venue*. Les réouvertures se manifestent lorsque, dans un filon, on observe, juxtaposés les uns aux autres, deux ou plusieurs couples de bandes de minéraux implantés perpendiculairement aux parois et se faisant face par les têtes des cristaux; car chaque couple a dû originairement occuper toute la largeur de la fente, qui s'est ainsi rouverte sur le côté autant de fois qu'il y a de couples. D'autres fois, la réouverture est évidente parce que des fragments anguleux d'un filon déjà consolidé, à zones minérales symétriques, se trouvent pris pêle-mêle dans la gangue et les minéraux d'un autre remplissage. Dans ce dernier cas, si la fente a *joué* de nouveau sans changer de direction, on peut imputer ce mouvement à une dislocation moderne de direction à peu près identique.

Mais ces observations de direction n'établissent, relativement à l'âge des remplissages, que des *présomptions*. On ne peut acquérir de certitude que quand, à côté du filon, les matières du remplissage se sont épanchées au milieu de terrains stratifiés d'âge connu, comme le cuivre dans le permien du Mansfeld et de la Russie, la galène dans le lias du Morvan, etc.

CHAPITRE II

PRINCIPAUX TYPES DE GÎTES MINÉRAUX ET MÉTALLIFÈRES

§ 1

GÎTES D'ÉMANATION DIRECTE. GÎTES STANNIFÈRES

Les gîtes d'*émanation directe* sont ceux dont la production peut être attribuée à la sortie d'une roche éruptive, qui aurait ainsi déterminé à la fois l'ouverture des fentes et leur remplissage immédiat. Cette circonstance paraît avoir été réalisée surtout par certaines éruptions granitiques ou plutôt granulitiques, accompagnées d'abondantes émissions fluorées et siliceuses, qui ont produit les *gîtes stannifères*.

Saxe, Bohême. — Les gîtes stannifères de la Saxe paraissent à l'état d'amas enchevêtrés (*Stockwerk*) et d'imprégnations dans le granite et le greisen. Mais

Digitized by Google

il est aisé de voir que ces amas et imprégnations ne sont que des réseaux de fentes très voisines, ouvertes dans le granite granulitique à mica blanc et dans le greisen (hyalomicte) qui lui est associé. Il en résulte une roche tout à fait spéciale, à laquelle les mineurs saxons ont donné le nom de *Zwitter* ou *Zwittergestein* et de *Stockwerksporphyr*.

A Geyer, le granite est traversé par d'innombrables petits filons de $0^m,06$ à $0^m,10$ de puissance, avec quartz, topaze, mispickel et oxyde d'étain ou cassitérite, cette dernière disséminée en particules très fines dans le quartz. Les veines ont la même direction que la schistosité du gneiss encaissant, dans lequel elles s'appauvrissent (1). Sur plusieurs centimètres de part et d'autre des filons, le gneiss est imprégné des mêmes substances minérales.

D'ailleurs le granite stannifère de Geyer forme, au milieu du gneiss, une sorte de dôme conique à section elliptique, venant affleurer au jour sous la forme d'un ovale de 150^m sur 200^m. Entre cette calotte granitique et le gneiss s'étend une zone dite *Stockscheider*, dont l'épaisseur varie de $0^m,25$ à 3^m et où les éléments du granite ont très largement cristallisé.

Des circonstances semblables s'observent à la mine Weisse-Andreas, où une galerie a recoupé deux dômes analogues (fig. 570) dont un seul arrive jusqu'à la

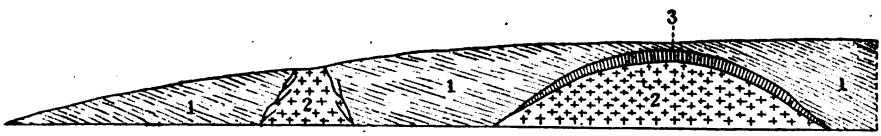

Fig. 570. — Gîte stannifère de Weisse-Andreas (d'après Cotta).
1, micaschiste; 2, granite stannifère; 3, stockscheider.

surface. La roche encaissante est un micaschiste et la plus grande des deux calottes granitiques stannifères, qui a 180^m sur 150^m, est recouverte par une auréole de *Stockscheider*, dont la puissance atteint, juste au sommet, son maximum, qui est de 4^m. Ce *Stockscheider* est un granite à très grands éléments, où le feldspath est changé en *kaolin*, qu'on exploite pour la porcelaine, et où les cristaux de quartz, implantés à angle droit dans le schiste et tournant leur pointe vers le granite, atteignent plusieurs décimètres de longueur (2).

A Zinnwald, c'est le greisen qui est la roche-mère. Les filons, peu inclinés, parallèles au dôme elliptique que forme extérieurement le greisen, ont une puissance variable entre $0^m,01$ et $1^m,30$, et renferment quartz, mica lithique et cassitérite. Leur espacement varie de 4 à 12^m. La roche est en outre imprégnée de cassitérite et de wolfram.

A Graupen, en Bohême, ainsi qu'à Altenberg, la roche stannifère est un *elvan* contenant fluorine, apatite, mica, kaolin, wolfram, molybdénite, mispickel.

A Schlaggenwald apparaît un véritable granite à mica blanc, dit *Zinngranit* ou granite à étain. Le kaolin se rencontre également dans ce gisement.

(1) Daubrée, *Annales des Mines*, 3e série, XX, p. 65.
(2) Cotta, *Gangstudien*, I, p. 41.

Digitized by Google

Cornouailles. — En Cornouailles, les gisements d'étain forment de petits filons au contact du granite à mica blanc avec un schiste dévonien, auquel on a donné le nom de *killas*. La jonction des deux roches est marquée par un grand nombre de fissures, ouvertes dans l'une et l'autre, mais surtout dans le granite, et remplies de quartz avec cassitérite et autres minéraux; souvent on y observe des roches tout à fait analogues au *zwitter* des mineurs saxons.

Dans la mine de Carclaze, près Saint-Austell, le granite, friable et kaolinisé, est parcouru par de nombreuses veines orientées de l'est à l'ouest et dont la puissance est ordinairement inférieure à $0^m,15$ (1). Ces veines sont remplies par du quartz, de la tourmaline et de l'oxyde d'étain.

Dans la mine du mont Saint-Michel, c'est dans le killas, au voisinage du granite, que sont les filons quartzeux. Le remplissage comprend la cassitérite, la topaze, le mica, l'apatite, le wolfram, l'émeraude et l'argent rouge. La tourmaline abonde dans le granite voisin.

D'après les observations de M. Ch. Thomas, l'orientation des filons stannifères riches, en Cornouailles, varie de 36° à 96°. C'est justement dans ces limites que tombent les directions des systèmes de soulèvement les plus anciens, dont le dernier, celui du Land's End, paraît correspondre au passage de la période dévonienne à la période carbonifère.

Limousin, Armorique. — Les gisements d'étain du Limousin se rencontrent sur les deux versants de la chaîne de Blond, formée d'une granulite à mica blanc (2), dont l'épanchement est antérieur à l'époque anthracifère.

Sur le versant nord, à Vaulry, les veines quartzeuses, de $0^m,03$ à $0^m,05$, inclinent de 70° à 80° vers l'ouest et sont dirigées vers 5° à 10°. Elles forment dans la granulite un vrai *stockwerk* et se prolongent, sans dérangement, dans les gneiss et les amphibolites. Le quartz des veines est grisâtre; le minerai est placé près des épontes, où la granulite est cariée et passe au greisen, imprégné de wolfram et de cassitérite. Les minéraux des filons sont : wolfram, cassitérite, mispickel, fluorine, apatite très rare, barytine, cuivre natif ou oxydé, enfin l'or, disséminé partout, mais invisible à l'œil nu.

Sur le versant sud, à Cieux et Monsac, les filons contiennent, avec les minéraux de Vaulry, de la tourmaline. Un elvan à quartz bipyramidé les accompagne.

A Montebras, dans la Creuse, d'anciens travaux oubliés, reconnus en 1859 par M. Mallard pour des fouilles d'étain, ont donné lieu à une nouvelle exploitation, où l'on a constaté que l'apparition du minerai est liée à celle du granite à deux micas de Saint-Sylvain et Versillat. Les filons sont accompagnés de granulite, de greisen et d'elvan. Le quartz avec cassitérite est d'un blanc laiteux et l'on observe dans le voisinage des fluophosphates d'alumine plus ou moins lithinifères (wavellite, amblygonite, montebrasite).

La présence de l'étain a encore été reconnue dans les carrières ouvertes à

(1) Daubrée, *Annales des Mines*, 3e série, XX, p. 89.
(2) Mallard, *Annales des Mines*, 6e série, t. X (1866).

Digitized by Google

Chanteloube (Haute-Vienne) pour l'exploitation du feldspath d'une pegmatite qui perce le granite à deux micas. La cassitérite y est tantalifère, avec wolfram, émeraude, grenat, apatite, uranite et divers phosphates de fer et de manganèse.

A Saint-Léonard, la cassitérite apparaît en petite quantité dans un gisement de quartz avec wolfram, pyrite, mispickel et un peu d'or. En outre, on observe dans la contrée de nombreux groupes d'anciennes fouilles, qui suivent généralement le pied des chaînes de granulite à mica blanc et où l'on peut toujours recueillir du quartz, de la pyrite et du mispickel. Ces fouilles sont connues dans le pays sous le nom d'*Aurières* (1).

Le gisement de la Villeder, dans le Morbihan, se compose de trois filons de quartz de 1 à 3 mètres, dirigés 160° et formant une bande de 35 mètres de large dans le granite à mica blanc. Avec la cassitérite se rencontrent la tourmaline, l'émeraude, la topaze et le mispickel; les alluvions stannifères contiennent aussi des paillettes d'or.

A Piriac, l'étain apparaît dans un gneiss kaolinisé, avec zircon, spinelle, tourmaline et émeraude.

Indes, Australie, Mexique. — L'étain est connu depuis longtemps dans les Indes néerlandaises, où les alluvions stannifères de Bangka sont activement exploitées. Le gisement d'où ces alluvions tirent leur origine a été étudié en 1852 par M. de Groot. Il se compose de trois filons parallèles, où le minerai est disséminé dans un elvan. Dans la même région, en 1854, M. Akkeringa a trouvé un filon contenant à la fois de l'étain et de la tourmaline.

La colonie de Victoria renferme des gîtes d'étain avec quartz et un granite euritique, évidemment de la nature de l'elvan. Dans la Nouvelle-Galles du Sud, l'étain est dans un granite tournant au greisen, avec wolfram, béryl, topaze et tourmaline. Enfin, au Queensland, la cassitérite se trouve avec le quartz dans un granite rougeâtre à mica blanc.

Ajoutons qu'en Chine, dans les célèbres mines de topaze et d'émeraude d'Adontsche-lon, sur la frontière sibérienne, on trouve quelquefois la cassitérite et le wolfram, avec du mica blanc.

On cite encore à Durango, au Mexique, un gisement où l'étain est en société de la topaze et d'un arséniofluorure appelé durangite.

Caractères généraux des gîtes stannifères. — De cette rapide étude des principaux gisements stannifères, on peut, avec M. Daubrée (2), tirer les conclusions suivantes :

Tout amas de minerai d'étain se compose d'un ensemble de veines, dont chacune est essentiellement constituée par du quartz. Après le quartz, les satellites les plus constants de l'étain sont des composés fluorés, principalement des fluosilicates, quelquefois des fluophosphates ou des fluorures. Le mica des gîtes stannifères se distingue par sa richesse en fluor qui, à Altenberg, est de 3,47 %.

(1) Voir Daubrée, *Exploit. des métaux dans la Gaule*, *Revue archéologique*, 1881.
(2) *Annales des Mines*, 3e série, XX, p. 99.

Digitized by Google

tandis qu'à Zinnwald elle varie entre 4,94 et 8,01 %. La topaze et sa variété la picnite sont encore plus fluorées que les micas. Enfin on se rappelle que, dans les descriptions précédentes, nous avons cité plus d'une fois l'apatite, la fluorine et les fluophosphates d'alumine. La fluorine et les fluorures de cerium et d'yttrium accompagnent la cassitérite dans le filon granitique de Finbo, près de Fahlun. De plus les échantillons d'oxyde d'étain du Groënland proviennent de la même localité que la cryolithe ou fluorure double d'aluminium et de sodium.

La tourmaline, qui contient à la fois du fluor et de l'acide borique, ce dernier jusque dans la proportion de 3,74 %, existe dans presque tous les gisements stannifères. Le wolfram ou tungstate de fer et de manganèse est presque partout associé à l'étain; la pyrite arsenicale ou mispickel n'est pas moins fréquente.

Mais ce n'est pas tout, et on a vu qu'un très grand nombre d'amas stannifères sont en relation directe avec des gisements de kaolin, enfin que toujours l'étain apparaît en compagnie d'elvan ou de granite à mica blanc.

Une telle uniformité de caractères est remarquable et oblige à considérer le minerai d'étain comme un produit, non seulement lié d'une manière intime à la variété de granite que caractérise le mica fluoré, mais venu au jour, avec cette roche, à la faveur d'un puissant agent de minéralisation qui ne peut être que le fluor.

Rôle du fluor. Kaolin. Filons titanifères. — Le fluorure d'étain étant un composé stable à toutes les températures et en même temps très volatil, il est tout à fait légitime d'admettre que le métal est arrivé à l'état de fluorure; comme d'ailleurs l'expérience enseigne que le bore et le silicium accompagnent toujours le fluor, rien n'est plus naturel que cette association, si souvent réalisée, de l'oxyde d'étain avec les oxydes du silicium et du bore. M. Daubrée a d'ailleurs obtenu l'oxyde d'étain en petits cristaux par l'action, à haute température, de la vapeur d'eau sur le perchlorure d'étain, corps très analogue au fluorure et plus facile à préparer.

La puissance avec laquelle le fluor attaque les silicates donne à penser que l'arrivée de l'étain, à l'état de fluorure, n'a pu manquer de réagir puissamment sur les roches encaissantes. Dès 1824, de Buch émettait l'opinion que le kaolin de Halle, en Prusse, devait son origine à l'altération d'un porphyre par l'acide fluorhydrique. Cette manière de voir a été pleinement adoptée par M. Daubrée. D'après lui, le kaolin de Saint-Austell en Cornouailles ne résulte nullement de la décomposition quotidienne du feldspath; mais il porte la date précise de son origine, en même temps que l'indice de l'agent de décomposition, *dans les cristaux de feldspath auxquels la tourmaline est venue se substituer*. Cette hypothèse s'appliquerait également au kaolin de l'Auersberg et à celui de Zinnwald. Les kaolins du Limousin sont tous en relation intime avec des pegmatites et ceux de l'Allier dépendent d'une roche de même nature, à mica lithinifère. Ils contiennent d'ailleurs de 50 à 80 % de quartz en petits grains à inclusions liquides.

Digitized by Google

C'est encore une pegmatite qui contient les gisements de kaolin d'Itsatsou et de Louhoussoa dans les Basses-Pyrénées.

Il convient de mentionner ici les *filons titanifères*, dont M. Daubrée a fait ressortir l'étroite parenté avec les gîtes d'étain (1). Ces filons, caractérisés par la présence des trois oxydes du titane, *rutile*, *anatase*, *brookite*, traversent en petites veines les gneiss, micaschistes et chloritoschistes du Saint-Gothard, du Haut-Valais et de l'Oisans. Les minéraux titanifères y sont accompagnés de quartz, d'orthose adulaire, d'albite, de chlorite, et fréquemment on y trouve aussi du sphène, de l'apatite, de la fluorine, de la tourmaline et de l'axinite, ce qui atteste l'intervention du bore et du fluor dans la production de ces gîtes.

Gîtes stannifères modernes. — Nous avons fait ressortir l'association constante de l'étain au granite à mica blanc, et nous savons de plus que, partout où on a pu se faire une idée de l'âge des gîtes stannifères, on trouvait que leur formation avait dû coïncider avec la fin de l'époque dévonienne, qui est celle où la granulite à tourmaline s'est généralement épanchée.

Or, sachant qu'il s'est manifesté, au début de la période tertiaire, une récurrence des éruptions pegmatoïdes, on peut se demander si cette seconde venue n'a pas ramené avec elle l'étain oxydé et quelques-uns des minéraux qui lui font habituellement cortège.

C'est ce que l'expérience confirme. Ainsi, en Toscane, près de Campiglia Maritima, se trouve un filon d'étain qui perce le terrain jurassique sous forme d'une veine verticale de $0^m,20$ (2). De plus, dans l'île d'Elbe, des échantillons de cassitérite ont été trouvés, en relation avec les pegmatites tertiaires, et M. Daubrée a reconnu que ce granite stannifère récent renfermait de la tourmaline, du mica lépidolithe et de l'émeraude.

§ 2

GÎTES DE DÉPART. GÎTES CUPRIFÈRES

Définition des gîtes. — Nous avons donné le nom de *gîtes de départ* à une catégorie de gîtes métallifères ordinairement en amas, et où la richesse métallique, après avoir été, selon toute apparence, amenée au jour avec une roche éruptive, s'est concentrée en lentilles près du contact de cette dernière avec le terrain encaissant. Ce type est réalisé par un grand nombre de *gîtes cuprifères*, qui forment en quelque sorte la contre-partie des gîtes stannifères, car ils sont tous en relation avec des roches basiques et de couleur foncée, tandis que l'étain accompagne des roches acides et de couleur claire. Les diorites, les gabbros, les serpentines, les trapps, etc., paraissent avoir été les véhicules les plus habituels du minerai de cuivre et de ses analogues.

(1) *Géologie expérimentale*, p. 41.
(2) Charlon, *Annales des Mines*, 7e série, IX, p. 119.

Digitized by Google

Par ce seul fait que le minerai accompagne une roche basique, on peut prévoir qu'il ne doit pas exister sous forme d'oxyde. En effet, c'est à l'état de *sulfure* qu'on le rencontre. Seule, la partie supérieure des gisements, depuis longtemps exposée à l'action oxydante des eaux d'infiltration et, peut-être aussi, venue au jour avec un certain cortège de vapeurs aqueuses, offre des oxydes, parmi lesquels domine la limonite, d'où le nom qui lui a été donné de *chapeau de fer* (*Eiserner hut*) des filons.

Italie, Espagne, etc. — L'un des meilleurs types de ce mode de gisement est le célèbre gîte cuprifère de Monte Catini en Toscane. Sa forme est celle d'un coin, finissant en pointe près de la surface, dans le sein du terrain nummulitique, mais s'élargissant dans la profondeur au point d'atteindre 15 mètres. La roche encaissante est un gabbro verdâtre ou rougeâtre, produit vraisemblable d'une éruption boueuse, de nature serpentineuse et le remplissage de la fente est formé par une argile onctueuse, stéatiteuse, au milieu de laquelle le cuivre pyriteux, le cuivre panaché et le cuivre sulfuré sont disséminés en blocs plus ou moins volumineux. Le toit de la fente est assez régulier et généralement pauvre; mais le mur offre des renflements irréguliers, où le cuivre panaché est tout particulièrement concentré en lentilles de $0^m,10$ à $2^m,20$ d'épaisseur, parfois longues de 15 à 20 mètres en direction.

Au Terriccio, dans la Castellina Maritima, un gros bloc de chalcopyrite a été trouvé, entouré d'argile stéatiteuse, dans un gabbro d'âge nummulitique, et M. Coquand a observé un fait analogue au milieu des serpentines de la pointe de Ceuta, au Maroc. Enfin, à Rio-Tinto, dans la province de Huelva, en Espagne, la pyrite cuivreuse, mêlée de pyrite de fer, forme des gîtes lenticulaires de 15 à 100 mètres de puissance, sur 80 à 700 mètres de longueur, au voisinage de porphyres dioritiques.

C'est donc une association très constante que celle des roches vertes avec des sulfures cuivreux. Elle se vérifie encore en Lombardie, dans le Val Trompia, où se répètent les circonstances de la Toscane (1) et en Scandinavie, où le nickel se montre souvent associé au cuivre et toujours au voisinage des anciens gabbros.

Chessy. — Le curieux gisement de Chessy et de Saint-Bel, dans le Rhône, consiste dans une argile ferrugineuse remplie des produits d'oxydation du cuivre, cuivre oxydulé en beaux cristaux, malachite, azurite, cuivre oxydé noir, formant le chapeau de fer d'un gîte de pyrites de fer et de cuivre.

Les minerais oxydés sont aussi à l'état d'imprégnation dans un grès triasique ou permien, mis en contact, par une faille, avec une roche amphibolique, qualifiée de diorite, et c'est seulement dans cette dernière que se trouve la pyrite, sous la forme d'une seule grande masse lenticulaire, paraissant synchronique de l'éruption.

(1) Edmond Fuchs, *Ann. des Mines*, 1868.

Digitized by Google

Norvège, Nassau, Oural. — Le gîte cuprifère de Vigsnes (fig. 571) est situé sur la côte sud-ouest de la Norvège (1). Il forme un filon irrégulièrement ramifié dans les schistes cambriens, à leur jonction avec un massif de gabbro à saussurite. Des fragments de schiste complètement isolés, de 3m de long sur 1m de large, se rencontrent au milieu de la masse du minerai, qui les imprègne sur une portion de leur épaisseur. Le minerai lui-même consiste en pyrite de fer cuprifère, contenant 40 % de cuivre et accompagnée de quartz, de calcite et de blende.

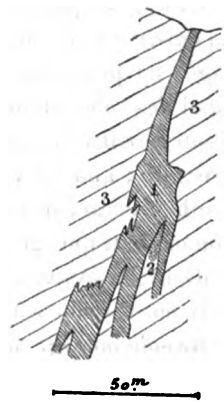

Fig. 571. — Coupe verticale du gîte de pyrites de Vigsnes (d'après M. Paske).

1, pyrites; 2, roche imprégnée de pyrite; 3, roche encaissante stérile.

Une coupe horizontale du gisement ferait ressortir des inflexions assez nombreuses et une véritable incertitude de délimitation entre le minerai et la roche encaissante, imprégnée à son contact.

Le gîte de nickel d'Erterlien (fig. 572) suit assez exactement, en direction comme en profondeur, le contact d'un quartzite schisteux avec un massif de gabbro à saussurite qui l'a percé en formant un dôme (2). La distribution du minerai, consistant en pyrite magnétique nickélifère, est très irrégulière; quelquefois le gabbro en est assez fortement imprégné pour qu'on puisse le traiter avec avantage. Du reste, en beaucoup d'autres points de la Norvège, le gabbro et la norite se montrent accompagnés de minerai de nickel, de cobalt et de cuivre, et presque toujours les gîtes sont concentrés au contact de la roche éruptive et du terrain encaissant.

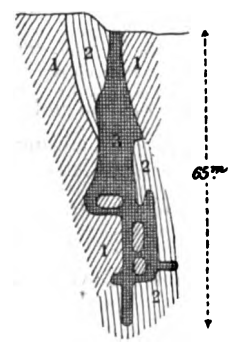

Fig. 572. — Coupe prise dans le gîte nickélifère d'Erterlien (d'après M. Fr. Müller).

1, gabbro 2, quartzite schisteux; 3, minerai.

Dans le Nassau, d'après M. Burat, le nickel sulfuré existe dans la pâte même de la diabase de Dillenburg.

A Bogoslowsk, dans l'Oural, les minerais de cuivre forment des gîtes de contact entre une diorite et un porphyre, ou encore entre une diorite et un calcaire. Le minerai est un mélange de pyrite et de chalcopyrite, avec chapeau de malachite et de limonite. A Gumeschewsk les sulfures sont dans un filon de diorite, tandis que les carbonates marquent le contact du filon avec un calcaire.

Dans la même catégorie doivent être rangés les minerais de *platine* de l'Oural, où le platine, associé au fer chromé, a pour gangue une serpentine.

Lac Supérieur. — Les célèbres gîtes de cuivre du lac Supérieur, en Amérique, étant contenus dans les roches cristallines ou cambriennes, leur âge est

(1) Kjerulf, *Geologie des südlichen Norwegen*, p. 307.
(2) Müller in Kjerulf, *op. cit.*, 310.

Digitized by Google

difficile à fixer avec certitude. Néanmoins on ne peut manquer d'être frappé de leur constante association avec des trapps plus ou moins amygdaloïdes, analogues aux mélaphyres permiens et qu'un véritable pechstein accompagne à l'île Royale. Le cuivre est souvent à l'état natif, et M. Rivot en a vu en place une masse dégagée sur plus de 30^{m} de hauteur, avec 8 à 12^{m} en direction. Le métal forme aussi des veinules ou des lamelles irrégulières, intimement unies à la masse du trapp verdâtre. L'argent natif y est fréquent, *soudé* au cuivre, mais non mélangé avec lui ; l'un et l'autre sont disséminés pêle-mêle avec de beaux cristaux de spath calcaire, dans les conditions d'une véritable galvanoplastie naturelle et. comme le trapp agit fortement sur l'aiguille aimantée, M. Rivot a émis l'idée que cette roche avait dû exercer une action électromagnétique sur les dissolutions cuivreuses épanchées en même temps qu'elle.

Rammelsberg, Ducktown. — Citons encore, parmi les remarquables gisements cuprifères, celui du Rammelsberg, au Hartz, puissante lentille, de 600^{m} de long avec 60^{m} de puissance, formée de pyrites de fer et de cuivre avec galène et blende, et celui de Ducktown dans le Tennessee (fig. 573). Ce dernier, intercalé dans les schistes huroniens, forme des noyaux massifs de pyrite de fer et de cuivre, ayant 500^{m} de long et jusqu'à 150^{m} de puissance. La chalcopyrite domine en profondeur; ensuite vient la pyrite, puis un étage formé de cuivre oxydulé (cuprite) et de cuivre carbonaté (malachite), précédant le chapeau superficiel de limonite.

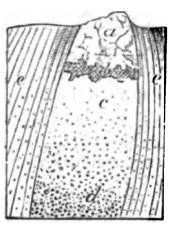

Fig. 573. — Coupe du gîte cuprifère de Ducktown (d'après H. Credner).

a, chapeau de limonite; *b*, zone de la cuprite et de la malachite; *c*, zone de la pyrite de fer; *d*, zone de la pyrite cuivreuse; *e*, schistes cristallins encaissants, imprégnés de minerai.

Époques d'émanations cuprifères. — De même que pour l'étain, il paraît y avoir eu deux époques principales d'épanchements cuivreux, l'une liée aux éruptions mélaphyriques de l'époque permienne ou triasique, l'autre subordonnée aux épanchements serpentineux de l'éocène supérieur. Cette dernière est attestée par les gîtes de la Toscane. Quant à la première, elle ressort avec une non moins grande netteté de l'intercalation d'*assises stratifiées cuprifères* au milieu de l'étage permien. Nous avons déjà mentionné la couche si constante des *schistes bitumineux cuivreux* à la base du zechstein de la Saxe. Des particules extrêmement fines de chalcopyrite, de phillipsite, de chalcosine, y sont disséminées dans le schiste avec cuivre et argent natifs et nickel arsenical. On peut penser que l'arrivée des dissolutions métallifères dans le bassin où se déposait le schiste a été la cause de la mort des poissons, dont les restes s'y retrouvent en si grand nombre.

On sait que le cuivre abonde dans le permien russe, au point d'y former, par ses carbonates, le ciment d'un grès dit *grès cuprifère*. Un grès semblable, avec phillipsite et malachite, s'observe dans le permien des environs de Toulon. Le trias et les arkoses du Morvan présentent de nombreuses taches de cuivre carbonaté. Il en existe aussi dans le grès vosgien des environs de Saint-Avold et de Vaudre-

Digitized by Google

vange, dans le grès bigarré d'Angleterre, dans le conglomérat permien de la Mürtschenalp (Glaris), avec cuivre panaché argentifère, cuivre gris, cuivre sulfuré, etc., enfin dans le trias de New-Jersey et du Connecticut, où un grès, métamorphisé par un trapp, contient, dans ses fissures, du cuivre panaché, du cuivre sulfuré et de la malachite.

On peut donc dire que rien ne semble mieux démontré que l'intime liaison des gîtes cuprifères avec des roches basiques et leur récurrence à deux époques principales, l'époque permienne et celle de l'éocène supérieur. Ajoutons que le mercure, à l'état de cinabre, paraît, en Californie (1), en relation étroite avec des serpentines associées à des coulées trachytiques, tandis qu'à Almaden, en Espagne, le gisement, qui semble dater de l'époque permo-carbonifère, s'observe au voisinage d'amphibolites.

§ 3

GÎTES CONCRÉTIONNÉS. FILONS PLOMBIFÈRES

Définition des filons concrétionnés. — Les *filons concrétionnés* remplissent des fentes bien définies, offrant parfois, comme à Przibram, une régularité presque géométrique. Dans l'intérieur de ces fentes, dont la largeur moyenne se tient aux environs de 1 ou 2^m, les gangues et les minerais forment des zones parallèles aux parois (fig. 574) et où les matières, plutôt concrétionnées que cristallisées, sont implantées normalement aux épontes et d'une manière très symétrique. Quelquefois il subsiste dans l'intérieur des vides ou *druses* où les cristaux parviennent à se développer avec des faces terminales. Souvent l'intérieur des filons contient des morceaux anguleux de la roche des parois et ceux-ci sont également revêtus (fig. 575) de couches concentriques de gangues et de minerais (*Ringelerze*). Il est évident que des eaux minérales ont circulé avec lenteur dans les fentes, en y déposant, d'une paroi à l'autre, les matières dont elles étaient chargées, jusqu'à ce que l'intervalle fût entièrement comblé. De cette façon, l'âge des diverses zones minérales peut se conclure de leur distance aux épontes. Fréquemment on constate que des druses cristallisées ont été, après coup, remplies par de nouveaux apports, et ainsi du quartz a pu venir se mouler sur des cristaux cubiques de fluorine, dont

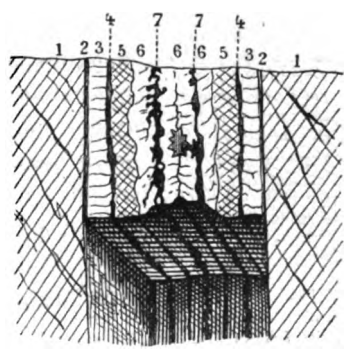

Fig. 574. — Coupe d'un filon métallifère en exploitation.
1, 1, épontes du filon (roche encaissante); 2, 2, salbandes; 3, quartz; 4, pyrite de fer; 5, calcite; 6, quartz et barytine; 7, blende et galène.

(1) Rolland, *Annales des Mines*, 1878.

Digitized by Google

il a gardé l'empreinte en creux. D'autres fois, le remplissage déjà consolidé a été fracturé, la fente s'est ouverte de nouveau et une venue minérale tardive y a formé un système de veines récentes, disloquant les veines anciennes.

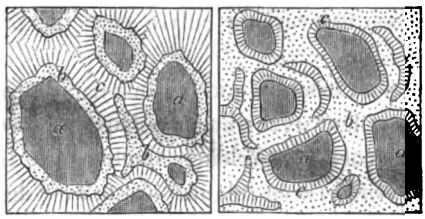

Fig. 575. — Exemples de filons bréchiformes dans les mines de Clausthal (d'après v. Groddeck).

a, fragments de la roche encaissante; *b*, galène; *c*, quartz.

Filons du Hartz. — L'un des types les plus nets et les plus anciennement connus d'un champ de filons concrétionnés est celui qui s'étend dans le Hartz autour de Clausthal, traversant à la fois les couches dévoniennes et celles du *Culm*. On y distingue une dizaine de groupes de fissures, plus ou moins enchevêtrées, dont chacun offre un filon principal (*Hauptgang*), qui contient des fragments anguleux des roches encaissantes. Mais le remplissage est surtout formé d'une matière schisteuse tendre, noire, bitumineuse, au toucher gras et se débitant sous le choc en lamelles courbes douées d'un éclat très vif. Cette roche, dite *Gangthonschiefer*, paraît résulter de l'écrasement et de l'altération des parois lors de la formation de la fente. Elle est traversée par de nombreuses veines ou veinules métallifères, atteignant parfois plusieurs mètres de puissance, remplies de galène, de blende, de chalcopyrite et aussi de cuivre gris, avec quartz, barytine, carbonates de chaux et de fer, etc.

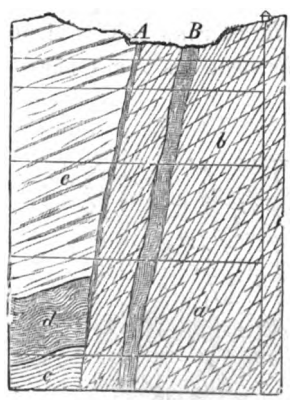

Fig. 576. — Coupe passant par le puits Johann Friedrich à Bockswiese (Hartz) (d'après v. Groddeck).

A, filon *Neuer grüner Lindener*; *B*, *Pisthaler Gang*; *a*, grauwacke à spirifères; *b*, schistes à calcéoles; *c*, calcaire *Kramenzel*; *d*, schiste siliceux; *e*, schistes et grauwackes du Culm.

La figure 576 montre comment le *Pisthaler Gang*, l'un des principaux filons du Hartz, remplit une fissure des schistes dévoniens, au voisinage d'une faille qui les met en contact avec la grauwacke du Culm. Cette faille elle-même est occupée par un autre filon moins puissant, le *Neuer grüner Lindener Gang*, et le rejet qu'elle produit ne saurait être évalué à moins de 500^{m}. Ces circonstances donnent à penser que les filons de Clausthal sont postérieurs à l'étage carbonifère; d'autre part, ils ne pénètrent jamais dans le permien. Ainsi l'âge de la formation des fentes se trouve assez étroitement défini. Le remplissage concrétionné, dont le dépôt ne paraît avoir exercé aucune action sur les parois encaissantes, est évidemment d'une date postérieure. En étudiant les environs d'Avallon, dans le Morvan, M. de Beust (1) fut frappé, dès 1840, de voir les imprégnations de galène, de carbonates de cuivre, de quartz et de barytine qui, dans cette région, pénètrent

(1) *Kritische Beleuchtung der Wernerschen Gangtheorie.*

Digitized by Google

au milieu des sédiments du trias et du lias. C'est ainsi qu'on y observe des gryphées arquées dont l'intérieur est rempli de sulfure de plomb. D'ailleurs, dans le voisinage immédiat de ces épanchements, le granite contient, à Chitry-les-Mines, de véritables filons concrétionnés avec galène, quartz, barytine et fluorine. L'émanation plombifère se trouve ainsi *datée* au même titre que celle du cuivre dans les schistes permiens du Mansfeld. M. de Beust émit donc le premier l'idée que le remplissage plombeux, barytique et quartzeux des filons de l'Erzgebirge et du Hartz était l'œuvre des périodes qui ont immédiatement suivi le dépôt des couches permiennes. Cette conclusion, aujourd'hui pleinement acceptée, fait du remplissage métallifère des anciens filons concrétionnés l'œuvre d'une activité thermale et, sans doute aussi, solfatarienne, qui, succédant aux épanchements de la série éruptive ancienne, a marqué les premiers temps de l'ère secondaire.

A un autre district appartiennent, dans le Hartz inférieur, les filons de Saint-Andreasberg, remarquables par leur gangue de calcite, hexagonale ou rhomboédrique, et contenant galène, blende, argent rouge, arséniures et antimoniures d'argent, arsenic natif, avec de nombreuses zéolithes, apophyllite, harmotome, stilbite et de la fluorine. La roche encaissante est formée de schistes et de grauwackes du silurien inférieur; mais les filons sont exactement concentrés à l'intérieur d'une ellipse criblée de fentes puissantes et stériles, dites *faule Ruscheln*, dont le remplissage est constitué par une matière argileuse grasse avec fragments du schiste argileux encaissant.

Erzgebirge, Przibram. — L'Erzgebirge saxon est depuis longtemps célèbre par ses districts miniers, dont Freyberg occupe le centre. Les émanations métallifères en ont été classées comme il suit par MM. Michel-Lévy et Choulette (1) :

1° *Venue sulfurée ancienne*, de l'époque du système du Rhin (direction, 24°), composée de : blende noire, galène argentifère, mispickel, pyrite, chalcopyrite, quartz blanc laiteux et vitreux cristallin, dolomie et manganèse carbonaté; coïncidant avec l'éruption des eurites et des pechsteins.

2° *Venue barytique, ferrugineuse, fluorée et cuprifère*, entre le Thüringerwald et le mont Viso. — Bournonite, galène pauvre, chalcopyrite, cuivre gris, oligiste, limonite, manganèse, quartz, barytine, dolomie, fer carbonaté, fluorine.

3° *Venue sulfurée, arsenicale et antimonifère*, contemporaine des Pyrénées (dir. 114°). — Galène, cobalt, nickel, bismuth, avec quartz saccharoïde.

4° *Venue de barytine, fluorine et pyrites concrétionnées*, s'échelonnant des Pyrénées aux Alpes occidentales.

5° *Venue de dolomie et de calcite*, contemporaine des Alpes occidentales (dir. 33°).

6° *Venue de pechblende et d'argent rouge*, avec chalcolithe, de l'âge des Alpes principales (dir. 79°), associée à l'épanchement des basaltes et des phonolithes.

Le nombre des filons reconnus dans le gneiss des environs de Freyberg dépasse mille, dont cent cinquante forment ce qu'on appelle la *formation quartzeuse noble*, caractérisée par l'association au quartz de l'argent rouge, de l'argent sulfuré et de l'argent natif. L'activité éruptive se traduit d'ailleurs encore dans l'Erzgebirge par le grand nombre des sources thermales.

(1) *Ann. des Mines*, 1871.

Digitized by Google

A Przibram, en Bohême, il paraît y avoir eu d'abord une *venue sulfurée* (1), dont les fentes sont dirigées 24° et qui est composée de sulfures, d'arséniures et d'antimoniures de plomb, de zinc, de fer, de cuivre, de nickel, de cobalt et d'argent, avec quartz et fer carbonaté. La blende apparaît la première sur les salbandes; ensuite viennent la galène et le quartz. Ce premier remplissage, une fois consolidé, a subi une dislocation violente et une *venue barytique* s'y est alors introduite par simple réouverture, bientôt suivie d'une *venue de calcite*. La grande venue sulfurée serait contemporaine du trias.

Vialas. — Un champ de fracture très remarquable par l'extrême multiplicité des fentes métallifères est celui de Vialas, dans la Lozère. Une étude attentive des rejets mutuels a porté M. Rivot à classer les filons, par ordre d'ancienneté, conformément au tableau suivant, où sont indiqués les systèmes de dislocations dont les fentes paraissent avoir été contemporaines (2) :

1°	Fractures	*hora*	6 à 7	de la boussole,	dir. =	79°	—	Système du Finistère.
2°	—	*h.*	5	—	—	56° 30′	—	du Westmoreland.
3°	—	*h.*	4	—	—	41° 30′	—	de la Côte-d'Or.
4°	—	*h.*	8 à 9	—	—	100°	—	des Pyrénées.
5°	—	*h.*	1	—	—	176° 30′	—	de Corse et Sardaigne.
6°	—	*h.*	3	—	—	26° 30′	—	des Alpes occidentales.
7°	—	*h.*	6	—	—	71° 30′	—	des Alpes principales.
8°	—	*h.*	8	—	—	161° 30′	—	de l'Etna-Ténare.

Quant aux remplissages, ils paraissent avoir pénétré aux époques suivantes :

1° Quartz et pyrites des filons *h.* 4, avec ces fentes ou à peu près.
2° Galène pauvre, quartz et calcite, probablement avant *h.* 8 à 9.
3° Quartz laiteux avec pyrites, blende et galène pauvre, avec ou peu après *h.* 8 à 9.
4° Quartz ferrugineux, peu après les fentes *h.* 3.
5° Barytine au moment des fentes *h.* 6 ou peu après.
6° Galène argentifère avec calcite opaque, après *h.* 3.
7° Galène riche avec calcite cristallisée et barytine rose, lors des fentes *h.* 8.

Les filons *h.* 8 à 9 sont les plus importants comme puissance et comme continuité. Ensuite viennent, sous ce rapport, les filons *h.* 3.

D'après cela, les sources minérales qui ont amené les galènes argentifères de Vialas seraient contemporaines des assises les plus élevées du groupe tertiaire; celles même qui ont déposé les minerais les plus riches seraient post-tertiaires. Ces remarquables résultats n'ont pu être déduits que de l'étude des réouvertures et de la comparaison des directions; car les filons de Vialas ne traversent d'autres terrains que celui des micaschistes. Il est vrai que, dans le voisinage, les mêmes matières de remplissage sont connues dans les sédiments carbonifères et jusque dans le lias. Ajoutons que la mollasse des environs de Thoune offre de petites dislocations où les fentes sont remplies de spath calcaire avec barytine disséminée (3). Ainsi, dans les Alpes, la venue de ces minéraux serait essentiellement moderne. En outre, d'après les observations de M. Julien, les filons de

(1) Michel-Lévy et Choulette, *Ann. des Mines*, 1869.
(2) Rivot, *Ann. des Mines*, 1863.
(3) Bachmann in Ernest Favre, *Revue géol. suisse*, XII, p. 23.

Digitized by Google

barytine d'Auvergne, dont les beaux cristaux existent dans toutes les collections, remontent jusque dans le calcaire à *Potamides Lamarcki*.

Deux époques d'émanations plombifères. — D'après tout ce qui vient d'être indiqué, il y a eu en Europe, à partir de l'époque triasique, une période métallifère très générale, pendant laquelle les fentes de l'écorce terrestre ont reçu, sous la forme de filons concrétionnés, des minerais principalement plombifères. Les dissolutions qui amenaient ces minerais s'épanchaient parfois au milieu des sédiments triasiques ou infraliasiques, comme dans le Morvan, à Tarnowitz (Haute-Silésie) et en Prusse rhénane.

Plus tard, les dislocations qui ont donné naissance aux Pyrénées et aux Alpes principales ont ramené une seconde période métallifère, très analogue à la première. Il est remarquable que ces deux périodes aient été caractérisées, l'une et l'autre, par d'abondants dépôts de chlorure de sodium et de sulfate de chaux (1). Cette concomitance, depuis longtemps signalée par Élie de Beaumont pour la période triasique, semble fournir un puissant argument en faveur de l'origine interne des principaux dépôts de sel gemme et de gypse.

§ 4

GÎTES MINÉRAUX DIVERS

Gîtes solfatariens. Comstock lode. Colorado. — Nous décrirons dans ce paragraphe un certain nombre de gîtes minéraux qui ne se relient pas nettement à l'une des catégories précédentes. Les plus importants sont les gisements, riches en métaux précieux, dont le type existe en Californie et qu'on pourrait appeler *solfatariens*, parce qu'ils résultent évidemment de puissantes solfatares, venues au jour avec des roches trachytoïdes. Ces gisements se rapprochent beaucoup des gîtes d'émanation directe, avec lesquels nous les aurions décrits s'ils ne présentaient pas aussi un certain nombre des particularités des filons concrétionnés.

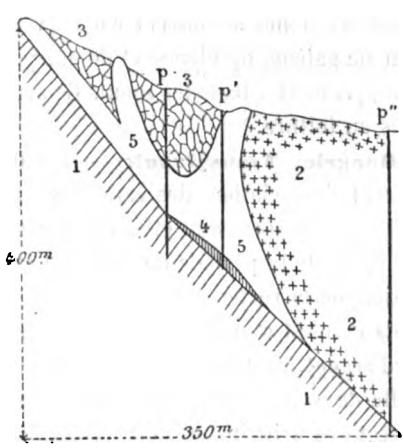

Fig. 577. — Coupe verticale du *Comstock lode*.
1, syénite; 2, propylite en masse; 3, propylite en filon; 4, andésite; 5, quartz et minerais; p, p', p'', puits d'extraction.

A cette famille appartient le célèbre filon connu sous le nom de *Comstock lode* et qui, sur une longueur de 7 kilomètres, alimente, dans le Colorado, les trois districts de Gold Hill, de Virginia et d'Ophir. Ce filon, dont la coupe est représentée dans la figure 577, est une

(1) Michel-Lévy et Choulette, *Ann. des Mines*, 1871.

Digitized by Google

fente irrégulière, ouverte au contact d'une syénite avec une andésite amphibolique, qualifiée par M. de Richthofen de *propylite*. Après l'éruption de cette dernière roche, une andésite ordinaire s'est fait jour, amenant avec elle de puissantes émanations solfatariennes, qui ont décomposé la propylite et l'ont imprégnée de minerai, pendant que, tout autour, se déposaient d'énormes masses de quartz gris ou rose.

Le filon, puissant de 200 à 300^{m} aux affleurements, se coince dans la profondeur, où il se poursuit alors, au moins à Gold Hill, sous la forme d'une fente ordinaire, à parois parallèles, de 20^{m} de puissance. Les parties riches forment, au milieu du quartz, d'énormes lentilles irrégulières dites *bonanzas*, et dont chacune n'est qu'un morceau altéré de propylite, devenue spongieuse, argileuse et pénétrée de psaturose (argent rouge), d'argent sulfuré, d'argent natif, de galène riche, avec de l'or, de la pyrite et de la blende. La principale *bonanza* de Gold Hill avait plus de 300^{m} de longueur sur 250^{m} de hauteur moyenne et, dans les cinq premières années de sa mise en exploitation, le *Comstock lode* a fourni pour 340 millions de francs de métaux précieux. La formation et le remplissage de cette remarquable fente datent de la fin de la période miocène.

Il est à remarquer que l'activité des émanations ne paraît pas complètement éteinte dans le *Comstock lode* où, dès le début, des sources chaudes ont souvent gêné le travail des mineurs.

Les filons aurifères du Colorado offrent, à la puissance près, des caractères analogues à ceux du *Comstock lode*. C'est ainsi que la plupart d'entre eux sont formés par un remplissage de quartz et de feldspath surchargé de silice, où les minerais riches se concentrent en veines de sulfures de fer et de cuivre, avec un peu de galène, de blende et de mispickel. L'or se trouve en mouches au milieu des pyrites (1). Dans les monts Calaveras, en Californie, l'or et l'argent sont associés au tellure.

Hongrie. Transylvanie. — Les filons du district de Schemnitz, en Hongrie, offrent l'association des caractères propres aux filons concrétionnés avec ceux qui appartiennent aux gîtes d'émanation. Leur relation avec les andésites amphiboliques de la période miocène est évidente et l'on peut saisir sur le fait l'altération de la roche encaissante sous l'influence des émanations solfatariennes. Mais ce n'est que plus tard que les fentes se sont remplies de sulfures de plomb et d'argent, ce dernier métal étant plus ou moins aurifère. L'allure des filons est celle de veines entrelacées, s'enrichissant en leurs points de rencontre. Les directions principales sont 15° et 35°. Le pendage est faible, oscillant d'ordinaire entre 40° et 70°.

On distingue (2) les filons contenus dans les andésites amphiboliques et ceux qui traversent la syénite et les schistes anciens. Le premier groupe, le plus important, se compose de sept filons, dont chacun est plutôt un *ensemble de*

(1) Hague, *Geol. exploration of the 40th parallel*, 1870.
(2) Zeiller et Henry, *Ann. des Mines*, 7e série, III, p. 207.

Digitized by Google

fentes qu'un filon proprement dit, la distance entre les deux veines extrêmes d'un même ensemble pouvant atteindre 40 mètres. Dans l'intervalle de ces deux veines, ainsi que sur une certaine épaisseur à droite et à gauche, l'andésite est toujours imprégnée de cristaux cubiques de pyrite de fer, preuve des émanations solfatariennes; mais c'est dans les fentes que sont concentrés les métaux précieux, dont la venue paraît avoir exactement coïncidé avec l'épanchement des rhyolithes; car, d'après M. de Richthofen, c'est seulement au voisinage de ces roches acides que les andésites de la Hongrie et de la Transylvanie renferment des gîtes argentifères et aurifères. Le remplissage date donc de la fin du miocène ou des débuts du pliocène. D'autre part, la direction des filons est en moyenne de 35°, ce qui est, à 2 degrés près, l'orientation du système des Alpes, transportée à Schemnitz. Il y a donc ici un précieux accord entre les données de la stratigraphie et celles que fournit la considération des directions.

Il convient également de rattacher au type californien les gîtes aurifères du district de Vöröspatak-Nagyag, en Transylvanie, étroitement reliés aux éruptions de dacite de la contrée. L'or, répandu dans le quartz avec les pyrites, soit à l'état natif, soit en combinaison avec le tellure, occupe des filons irréguliers *dans la roche éruptive elle-même* ou dans un conglomérat tertiaire au milieu duquel les fentes semblent se perdre. Les parties puissantes des gîtes sont, comme au *Comstock lode*, de véritables brèches, où des morceaux de dacite et d'andésite ont subi l'action des émanations sulfureuses. Dans le conglomérat, on remarque que la richesse en minerai noble est d'autant plus grande que les filons sont plus intimement fondus avec la roche encaissante et que les galets quartzeux de cette dernière sont plus gros (1).

Par une exception peu commune, l'or de Vöröspatak est souvent en cristaux, qui contiennent une proportion sensible d'argent.

Australie. — L'or australien se trouve surtout dans des filons de quartz, qui traversent en grand nombre les schistes siluriens. Une forme particulière est celle des veinules horizontales de quartz aurifère, apparaissant sur toute la hauteur d'un filon presque vertical de diabase. La venue de l'or date de deux époques distinctes : une époque ancienne, probablement contemporaine du silurien supérieur, et une époque moderne, sans doute de la fin de l'ère tertiaire. Grâce à la venue ancienne, les conglomérats permo-carbonifères contiennent de l'or natif. Mais la principale richesse est concentrée dans les alluvions pliocènes et actuelles, formées aux dépens des filons de la venue la plus récente.

Oligiste. Fer oxydulé. — Le fer oligiste qui, dans la nature actuelle, s'offre à nous comme un produit de la décomposition du chlorure de fer des volcans par la vapeur d'eau, accompagne souvent les massifs granitiques, auxquels il forme une sorte d'auréole. C'est ainsi qu'on l'observe au voisinage du granite du Rehberg, près de Saint-Andreasberg au Hartz, et sur la limite des

(1) Höfer, *Zeits. d. d. geol. Gesellschaft*, XVII, p. 353

Digitized by Google

massifs granitiques de Norvège (1). Le gîte si célèbre d'oligiste de Rio, dans l'île d'Elbe, quoique très voisin des serpentines et des gabbros de la région, paraît lié à l'épanchement granitique tertiaire de l'île (2).

Quant au fer oxydulé, celui de la Scandinavie est presque toujours en amas enclavés dans le terrain primitif, au voisinage des amphibolites.

Diamant. — Le gisement du diamant a beaucoup exercé la sagacité des observateurs. La plupart du temps ce précieux minéral se rencontre, à l'état remanié, dans des alluvions. Mais il en est autrement au Cap, où la roche-mère du diamant est une sorte d'*ophite* bréchoïde, occupant, à la surface du sol, des cavités elliptiques en forme d'entonnoirs. Dans cette gangue, qui a toutes les apparences d'une boue éruptive, le diamant existe en octaèdres très nets, à faces légèrement courbes, séparées de la roche encaissante par un mince enduit de calcite. On a également signalé du diamant dans une serpentine platinifère de Bornéo.

Dans la province de Minas Geraes, au Brésil, le diamant se trouve dans des alluvions, en compagnie d'oxydes de titane, de fer titané, de tourmaline, de quartz, de martite, etc., en échantillons roulés. Or, d'après M. Gorceix, le diamant se rencontre aussi *en place*, dans des argiles provenant manifestement de la décomposition *in situ* de schistes anciens, et où l'on voit des filons de quartz avec rutile, anatase, oligiste et martite. Dans ce gisement, ni le diamant, ni les autres minéraux ne présentent de traces d'usure.

Il y aurait encore bien des choses intéressantes à dire sur le gisement d'un grand nombre de matières diversement précieuses. Mais une telle description nous entraînerait au delà du cadre de cet ouvrage, où nous avons simplement voulu donner un aperçu des principales variétés *géologiques* de gîtes minéraux.

§ 5

DISTRIBUTION DES PARTIES RICHES DANS LES FILONS. GITES CALAMINAIRES

Lois empiriques. — La distribution du remplissage est loin d'être uniforme dans l'étendue d'un même filon. La nature des substances et la richesse des minerais peuvent varier, aussi bien suivant la direction d'un filon que suivant sa pente. Dans les pays où l'exploitation des mines est d'ancienne date, on s'est depuis longtemps préoccupé de préciser le caractère de ces variations et, dans le district de Cornouailles, l'expérience des mineurs a amené MM. Carne, Fox, Henwood et Ch. Thomas à formuler un certain nombre de lois empiriques, applicables tout au moins aux filons d'étain et de cuivre de la région.

On a reconnu d'abord que les parties riches, qui constituent comme autant

(1) Kjerulf, *Geologie des mittleren Norwegen*, 1880, p. 81.
(2) Delanoüe, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXV, p. 834.

Digitized by Google

de *mines dans la mine*, forment, dans le plan du filon, tantôt une *colonne couchée* (*course of ore*), tantôt une série d'amas alignés (*bunches*), dont l'ensemble équivaut à une colonne interrompue. D'autres fois, il y a, comme à Snailbeach, une série de colonnes inclinées ou *shoots*, parallèles les unes aux autres (fig. 578).

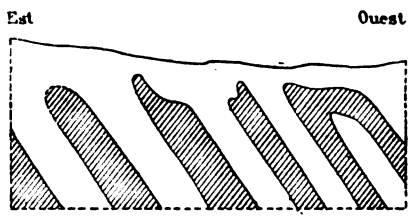

Fig. 578. — Disposition des parties riches dans un filon de Snailbeach (Cornouailles).
(Les parties riches sont marquées par des hachures).

Il est aisé de s'assurer que cette disposition est en général tout à fait indépendante de la rencontre du filon principal par des filons croiseurs, bien que, dans certains cas, le croisement de plusieurs fentes entraîne l'enrichissement du remplissage. On en a trouvé l'explication en étudiant concurremment les variations de la richesse des filons et celles de la *nature des terrains encaissants*. C'est ainsi qu'on a pu poser les règles suivantes :

1° Les parties riches d'un filon sont celles qui correspondent à la rencontre du plan du filon par certaines strates du terrain encaissant. Ces strates, dont la réapparition permet de bien augurer de la richesse du gite, méritent d'être appelées *strates favorables*.

2° Les parties riches des filons plongent en général dans le même sens que le terrain encaissant.

A ces deux lois, dont la seconde est la conséquence de la première, l'observation de la direction et de l'inclinaison a permis d'en ajouter deux autres.

3° Les parties les plus riches d'un filon sont celles où l'inclinaison est le plus voisine de la verticale.

4° Dans un même filon, les parties riches ne sont pas orientées au hasard; leurs alignements forment, d'un côté ou de l'autre de la direction moyenne du filon, une série d'éléments parallèles entre eux et dont la direction commune est ce qu'on peut appeler *la bonne orientation*. Ainsi, dans la figure 579, les parties riches *r* du filon FF′ sont parallèles entre elles et leur orientation diffère un peu de la moyenne générale FF′.

Fig. 579. — Orientation des parties riches *r* dans un filon FF′.

Considération de la dureté du terrain encaissant. — Les règles ainsi posées sont purement empiriques; mais il est possible de leur donner un autre caractère en se reportant, comme l'a fait M. Moissenet (1), aux phénomènes généraux de la formation et du remplissage des fentes métallifères.

En effet, tout filon est le résultat d'une fracture qui a fait naître, dans l'écorce terrestre, des canaux à travers lesquels des sources ou des émanations minérales se sont frayé un passage. Dans ces canaux, sous diverses circonstances de tem-

(1) *Parties riches des filons*. Paris, 1874, 1 vol. avec atlas.

Digitized by Google

pérature, de pression et d'état électrique, les vapeurs ou les eaux minéralisées ont produit des dépôts, variables avec la nature des dissolvants et aussi avec celle des roches encaissantes, plus ou moins aptes, suivant les cas, à subir l'action de ces dissolvants.

Mais, *à égalité de circonstances physiques et chimiques*, ce qui domine tout, c'est le phénomène *mécanique* de la fracture, duquel dépend *l'état de conservation des canaux souterrains*. Cela étant, il est de toute évidence que les canaux n'ont pu se bien former et se maintenir en bon état que dans des roches assez tendres pour se fendre sans difficulté, mais en même temps assez résistantes pour que le produit de l'éboulement des parois ne vînt pas combler le vide des crevasses. M. Moissenet a donc pu substituer avec avantage la notion de la *dureté* des strates à celle de leur convenance intrinsèque et dire :

Les parties riches des filons sont celles où la fente est encaissée dans des strates de *dureté moyenne*.

Conséquences de la variation des roches encaissantes. — Les deux premières lois empiriques, conséquence l'une de l'autre, étant ainsi rattachées à la notion de la dureté des roches, il est aisé de rendre compte de la troisième. En effet, supposons (fig. 580) un terrain composé de couches moyennement dures de grès quartzeux, alternant avec des couches de schiste tendre. Si une fente tend à s'y produire suivant une direction moyenne FF', cette fente se composera nécessairement d'éléments d'inégale inclinaison. Dans les schistes, la résistance de la roche étant faible, la cassure se produira à peu près dans le sens de l'effort général ; mais, dans le grès, elle se déviera en se rapprochant de la perpendiculaire aux strates, direction suivant laquelle il y a le moins de résistance à rencontrer. La fente se formera donc en *échelons*. Dans les parties schisteuses peu inclinées, le toit glissera en restant appliqué sur le mur et la fente sera très peu ouverte. Au contraire, ce glissement fera naître, dans la traversée de toutes les couches de grès, des espaces vides propres à la circulation des eaux et à l'accumulation des remplissages minéraux. Ainsi s'explique la disposition en gradins d'un riche filon plombifère à Alston-Moor (Cumberland). Mais on voit aussi qu'il faut que la hauteur de chute du toit sur le mur ne dépasse pas une certaine limite ; d'une part, pour ne pas faire naître un vide trop grand et difficile à maintenir ouvert, d'autre part, pour ne pas amener en contact une paroi de grès solide avec une autre de schiste tendre.

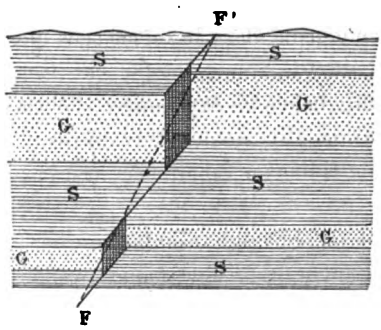

Fig. 580. — Disposition en gradins d'un filon traversant un système de grès moyennement durs G et de schistes tendres S.

Le fait dominant qu'exprime la quatrième loi, c'est l'existence, pour les parties riches, d'un alignement défini, distinct de la direction moyenne des filons.

Digitized by Google

Or cet alignement n'est autre que celui que le filon affecte de préférence dans la traversée des roches favorables.

Influence de l'inclinaison. — Les principes qui viennent d'être posés conduisent à des résultats différents, suivant que les cassures plongent ou ne plongent pas dans le même sens que les strates du terrain encaissant (1). Dans le premier cas, lorsque la cassure affecte des roches tendres ou schisteuses, elle met en jeu la tendance des feuillets à glisser les uns sur les autres et, de cette manière, le parcours du filon dans les strates défavorables tend à s'allonger. L'inverse a lieu quand l'inclinaison du filon est contraire à celle des strates encaissantes, et alors l'exploitation se trouve dans des conditions meilleures.

Cornouailles, Pays de Galles. — Dans le district de Cornouailles, le granite stannifère est divisé en bancs; il en est de même des schistes dévoniens au milieu desquels il a été injecté et qui forment, autour de chaque mamelon granitique, une sorte d'auréole. Le nombre de ces protubérances granitiques étant considérable, il en résulte qu'un même filon, non seulement change souvent de strates encaissantes, mais encore peut passer plus d'une fois de la condition de *filon conforme* à celle de *filon inverse*. De là peuvent résulter, dans sa richesse, d'importantes variations.

Il en est tout autrement dans le pays de Galles, où le relèvement du sol a eu lieu sous la forme de plis parallèles, alternativement synclinaux et anticlinaux. Cette circonstance suffirait, toutes choses égales d'ailleurs, pour justifier la grande différence d'allure qu'on observe entre les gisements de Cornouailles et ceux de l'autre district. En tout cas, on peut poser en principe que l'allure et le remplissage des fentes dues à un même système de fractures ne seront pas les mêmes dans les diverses régions que ces fentes pourront traverser.

Influence chimique du terrain. — Nous venons d'étudier l'influence exercée sur la richesse des filons par les circonstances mécaniques de la cassure. Mais il est des cas où la nature de la roche encaissante ne se borne pas à déterminer la direction et le degré d'ouverture des fentes; elle intervient encore en facilitant plus ou moins le phénomène chimique du remplissage. En effet, quelle que soit la source de ce dernier, la manière dont les minerais et les gangues se séparent des eaux qui les contiennent, pour s'appliquer sur les parois des fentes, ne peut manquer d'être, jusqu'à un certain point, en rapport avec la nature de ces parois. La composition minéralogique des roches, leur conductibilité, soit pour la chaleur, soit à l'égard des courants électriques, entrent en jeu lorsque les substances métalliques se précipitent, et cela peut suffire pour déterminer, dans le plan d'un filon, une certaine répartition de la richesse métallifère, conforme aux variations du terrain encaissant.

Cette influence est surtout visible lorsqu'un filon, après avoir traversé des roches siliceuses, passe tout d'un coup dans des calcaires. Dans ce cas, le calcaire se montre, à droite et à gauche, attaqué et imprégné de minerai, en même temps

(1) Mossnet, *op. cit.*

Digitized by Google

que la fente s'élargit au point de perdre absolument le caractère d'un filon, donnant naissance à un *amas* de minerai, qu'une étude attentive permet seule de rattacher aux filons voisins. Le type de ces élargissements des fentes métallifères est réalisé par les *gîtes calaminaires*, dont il convient de dire ici quelques mots.

Gîtes calaminaires. — Soit FF′ (fig. 581) l'affleurement d'un filon de galène et de blende, traversant une couche de calcaire C, comprise entre deux massifs schisteux S et S′. Dans les schistes, on n'observe qu'un filon ordinaire, très mince, avec remplissage métallique de sulfures; mais à peine ce filon rencontre-t-il le calcaire qu'il disparaît au milieu d'un amas ABA′B′, rempli de minerais oxydés, silicates et carbonates. Évidemment les eaux qui, dans les schistes, déposaient des sulfures, ont attaqué et dissous le calcaire; l'espace accessible aux émanations minérales s'est considérablement élargi et en même temps le milieu réducteur a fait place à un milieu oxydant.

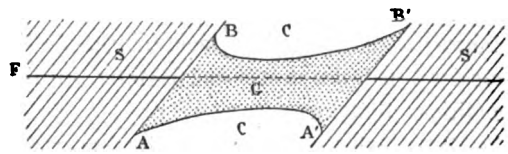

Fig. 581. — Gîte calaminaire de Dickenbusch. SS′, schistes; CC, calcaire; G, calamine.

La coupe qui vient d'être donnée est justement celle du gîte calaminaire de Dickenbusch. Pour avoir la représentation du gîte de Bleiberg, il suffirait de doubler la figure, le calcaire carbonifère formant un fond de bateau, avec schiste houiller au milieu et sur les deux bords.

La figure 582 (1) représente la coupe verticale du célèbre gisement de calamine de Moresnet. Ce gîte se trouve à la rencontre d'un filon de blende, de 0m,25 de puissance, avec l'extrémité d'un fond de bateau formé par le calcaire carbonifère. Dans la traversée du calcaire, l'élargissement du gîte atteint 150 mètres. De nombreux blocs inaltérés de calcaire sont disséminés au milieu d'une argile imprégnée de calamine; entre cette argile et la dolomie qui la sépare de la grauwacke s'étend une zone de calamine pure, ayant de 2 à 5 mètres d'épaisseur.

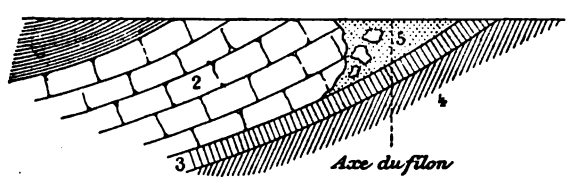

Fig. 582. — Diagramme du gîte de calamine de Moresnet. 1, terrain houiller; 2, calcaire carbonifère; 3, dolomie quartzeuse; 4, schistes et grauwacke; 5, calamine.

Les circonstances sont les mêmes en Sardaigne, où, à Monteponi, la calamine forme, dans les parties les moins compactes du calcaire silurien encaissant, des amas lenticulaires, dont le principal a 40 mètres de puissance.

(1) Cette figure et la précédente ont été communiquées à l'auteur par M. Edmond Fuchs, ingénieur en chef des mines.

Digitized by Google

LIVRE QUATRIÈME

DISLOCATIONS DU GLOBE ET THÉORIES GÉOGÉNIQUES

PREMIÈRE SECTION

DISLOCATIONS DU GLOBE

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS SUR LES DISLOCATIONS TERRESTRES

§ 1

EXPOSÉ DE LA DOCTRINE DES SOULÈVEMENTS

Première idée des soulèvements. — Les fentes dont les parois se sont tapissées de matières minérales et celles à travers lesquelles a eu lieu l'injection des roches éruptives attestent que l'écorce terrestre a subi, à bien des reprises, des efforts mécaniques capables d'en déterminer la rupture. Mais c'est surtout dans les montagnes que l'influence des phénomènes de dislocation devient tout à fait apparente. Les couches stratifiées s'y montrent non seulement redressées, mais plissées, parfois renversées sur elles-mêmes et souvent découpées, par des cassures, en lambeaux dont les rapports mutuels peuvent être d'une appréciation très difficile. La plupart du temps, au centre des massifs, le terrain primitif surgit à travers les déchirures des étages sédimentaires et vient former les cimes culminantes. De la sorte, une première observation semble imposer l'idée d'une force souterraine, qui a poussé de bas en haut les couches profondes de l'écorce, en les contraignant à refouler, sur le côté, la couverture de terrains stratifiés dont elles portaient originairement le poids.

Telle est, en effet, la forme sous laquelle le phénomène des montagnes s'est offert à l'esprit du premier géologue qui ait nettement entrevu la vraie nature de ces dislocations, autrefois considérées comme des éléments primordiaux de la structure terrestre. Pour Léopold de Buch, les montagnes étaient le produit immédiat d'une impulsion verticale directe, du même ordre que celle à laquelle il attribuait la formation des cratères de soulèvement, mais dirigée suivant une

Digitized by Google

ligne d'une certaine étendue, au lieu d'être concentrée sur un seul point. Cette impulsion avait sa source dans la force d'expansion des vapeurs volcaniques, et ces mêmes vapeurs, en s'introduisant dans la masse des roches soulevées, y produisaient, au dire de de Buch, les modifications connues sous le nom de *métamorphisme*.

Principe de direction. — Si l'idée de l'impulsion verticale, directement provoquée par la masse fluide interne, a presque entièrement disparu de la science, en revanche le *principe de direction* n'a fait que s'y enraciner. Ce principe, que de Buch et Werner ont eu le mérite de discerner les premiers et qu'Élie de Beaumont devait plus tard développer avec tant d'éclat, est vraiment la caractéristique des accidents de la surface du globe, et tous, aussi bien les fentes que les plis et les zones de relief, obéissent à cette loi, qui permet de les grouper en *systèmes*, définis par leurs *alignements*. Il est impossible, lorsqu'on étudie la carte d'un pays de montagnes, de n'être pas frappé du grand nombre des directions parallèles qu'on y observe, surtout lorsqu'on s'attache à reconstituer, par la pensée, l'allure que devaient avoir les lignes de relief avant que les agents d'érosion en eussent compliqué les contours. La loi de direction ne comporte qu'une réserve, bien établie par les travaux des stratigraphes modernes, c'est que l'orientation des alignements n'est pas nécessairement constante et subit parfois l'influence de causes plus ou moins profondes, capables de dévier le sens dans lequel se manifestent les efforts de dislocation.

Age relatif. — En 1824, Léopold de Buch, se fondant sur la diversité des directions, reconnaissait en Europe quatre *systèmes de montagnes*. Bientôt Élie de Beaumont s'appliquait à en augmenter le nombre et, dès 1829, à la notion des *systèmes*, distincts les uns des autres par leur orientation, il ajoutait celle, bien plus féconde, de leur *âge relatif*. Une formation sédimentaire, se déposant toujours en couches plus ou moins horizontales, ne peut affleurer en strates inclinées que par suite de dislocations postérieures à son dépôt. Une chaîne de montagnes est donc, comme ligne de relief, plus jeune que les assises qu'elle a redressées et plus ancienne que celles qui sont venues s'appuyer horizontalement contre ses flancs. Et s'il arrive que le redressement d'une chaîne soit l'œuvre de plusieurs dislocations successives, on devra le reconnaître à une suite de discordances, mettant en contact, à plusieurs reprises, des séries de couches d'inclinaisons diverses et de moins en moins prononcées à mesure qu'on s'éloigne de l'axe de la chaîne.

C'est à la lumière de ces principes qu'Élie de Beaumont a entrepris la détermination de la série chronologique des systèmes de montagnes.

Importance des dislocations terrestres. — Cette détermination offre une importance considérable, en introduisant, dans l'histoire du globe, des *dates* qui viennent s'intercaler au milieu de la série continue des phénomènes sédimentaires et biologiques, en même temps qu'elles rendent compte des modifications auxquelles l'activité extérieure a dû si souvent se prêter en chaque lieu.

Digitized by Google

Car c'est surtout par son action sur le relief de notre planète que l'énergie interne du globe a fait sentir son influence, changeant le domaine respectif des terres et des mers, plaçant les organismes dans des conditions nouvelles de milieu, activant ou modérant, tour à tour, le jeu des puissances atmosphériques. Si donc l'étude des faunes et des flores suffit à déterminer la division de l'histoire terrestre en périodes, les grands faits orogéniques paraissent plus propres que d'autres à marquer les limites de ces divisions.

Les systèmes de dislocation, dirons-nous donc volontiers en empruntant les propres paroles d'Élie de Beaumont, « sont à la fois la quintessence de la topographie et les traces les plus caractéristiques des bouleversements que la surface du globe a éprouvés. Ils sont le lien naturel entre le jeu quotidien des éléments, déterminé par le relief actuel du sol, et les événements passés qui ont façonné ce relief. En cherchant à coordonner les éléments du vaste ensemble de caractères par lesquels la main du temps a gravé l'histoire du globe sur sa surface, on a trouvé que les montagnes sont les *majuscules* de cet immense manuscrit et que chaque *système de montagnes* en renferme un chapitre (1). »

A cette affirmation nous n'ajouterons qu'une réserve, que les progrès de la science ont rendue nécessaire : c'est qu'il serait dangereux de vouloir renfermer, dans une seule série de chapitres, le récit des événements dont notre planète a été le théâtre et dont plus d'un n'a eu qu'un caractère épisodique, affectant seulement une région déterminée.

Systèmes de montagnes. — Cela posé, en 1852, Élie de Beaumont évaluait à 95, dont 60 au moins étaient réellement distincts les uns des autres, les systèmes de dislocations déjà reconnus. Sur ce nombre, 21 s'offraient avec des caractères assez nets pour qu'il en pût entreprendre la description et le classement chronologique. En 1867 (2), il admettait l'existence de 85 systèmes distincts, dont une vingtaine en dehors de l'Europe. Voici l'énumération de ceux qui intéressent le plus directement nos contrées, avec l'indication de leur direction rapportée à Paris (3) :

Systèmes de la Vendée (160°) *et du Finistère* (74°), affectant seulement les schistes cristallins du terrain primitif et se croisant en Bretagne avec les deux systèmes suivants, ce qui permet d'apprécier les âges relatifs.

S. du Longmynd (26°), constitué par des alignements de collines cambriennes, sur lesquelles les couches siluriennes reposent en discordance, et *S. du Morbihan* (132°), parallèle à la côte sud-ouest de la Bretagne et également postcambrien.

(1) *Notice sur les systèmes de montagnes*, p. 3.

(2) *Rapport sur les progrès de la stratigraphie*, Exposition universelle de 1867.

(3) La direction d'un système est celle du grand cercle de la sphère terrestre qui coïncide le mieux, en position et en orientation, avec la moyenne des accidents parallèles dont l'ensemble forme le système. Ce grand cercle est défini en chaque point par la latitude du lieu et par l'angle que fait, en ce lieu, le grand cercle avec le méridien. Pour trouver la direction qu'aurait, à Paris, un cercle donné, il faut l'y transporter *parallèlement à lui-même*. Or les cercles parallèles sont tous ceux qui ont un même équateur; à la condition donc que la perpendiculaire abaissée de Paris sur le cercle tombe à peu près dans la partie médiane, c'est-à-dire équatoriale, de la région disloquée, il suffit, après avoir mené cette perpendiculaire, de faire passer par Paris un grand cercle qui lui soit normal. L'angle de ce dernier avec le méridien, compté de zéro à 180 degrés dans le sens des aiguilles d'une montre, est la direction cherchée.

Digitized by Google

Système du Westmoreland et du Hunsrück (56°), compris entre le silurien et le dévonien; également bien marqué dans l'Erzgebirge et le Hartz.
S. des Ballons et des collines du Bocage (102°), reconnu dans les Vosges méridionales et déterminant le plissement des couches anthracitères de la Basse-Loire.
S. du Land's End (88°), de même date, parallèle aux filons d'elvan de Cornouailles.
S. du Forez (163°), affectant la grauwacke anthracifère, mais non l'étage houiller.
S. du Nord de l'Angleterre (178°), immédiatement avant le grès rouge.
S. des Pays-Bas et du Sud du pays de Galles (81°), immédiatement postérieur au zechstein.
S. du Rhin (16°), contemporain de la base du trias.
S. du Thuringerwald (124°), entre le trias et la série jurassique.
S. du mont Seny (34°), entre le lias et l'oolithe.
S. de la Côte-d'Or et de l'Erzgebirge (46°), postjurassique.
S. du mont Viso et du Pinde (140°), séparant l'infracrétacé du crétacé.
S. des Pyrénées (117°), entre l'éocène et le miocène.
S. de Corse et Sardaigne (174°), presque immédiatement suivi par *S. du Tatra et de l'Hæmus* (81°), entre le tongrien et l'aquitanien.
S. du Vercors (5°), entre l'aquitanien et la mollasse.
S. de l'Erymanthe (57°) *et du Sancerrois* (64°), à peu près de même âge.
S. des Alpes occidentales (24°), postmollassique.
S. du mont Serrat (159°), au milieu du pliocène.
S. des Alpes principales (71°), correspondant à la partie de la chaîne alpine comprise entre le Valais et l'Autriche. Ce système paraît se confondre avec l'*axe volcanique méditerranéen*, joignant l'Etna au pic de Ténériffe, lequel forme avec la direction de l'*Etna au Mauna-Loa* et avec la chaîne des *Andes du Chili* un système volcanique trirectangulaire.

Conceptions théoriques. Influence du refroidissement séculaire. Objections diverses. — Élie de Beaumont ne s'est pas borné à un essai de détermination de l'âge des systèmes de montagnes. Sans se mettre en contradiction ouverte avec la doctrine de la poussée verticale, professée par l'homme éminent qu'il se plaisait à appeler son maître, il a, dès le début, indiqué la possibilité d'une action tout à fait différente. Son mémoire de 1829 (1) énonce l'idée que le refroidissement séculaire du globe pourrait suffire à la production des lignes de relief. En effet, ce refroidissement, ayant pour conséquence nécessaire la contraction du noyau interne, introduit, entre ce dernier et l'écorce solide, un défaut d'équilibre qui doit amener, à de certains moments, le plissement de l'écorce, obligée de s'adapter aux nouvelles conditions de son support.

Mais avant que cette conception eût reçu, dans la *Notice sur les systèmes de montagnes*, les développements qui en précisaient la portée, plus d'un, affectant de s'en tenir à l'idée primitive de de Buch, identifiait les *soulèvements* d'Élie de Beaumont avec les impulsions verticales du savant allemand. C'est ainsi qu'en face de la théorie des soulèvements, Constant Prévost s'attachait à faire prévaloir celles des *affaissements*, les montagnes n'étant pour lui que la résultante locale du mouvement centripète général de l'écorce terrestre. Plus tard, d'autres géologues, surtout préoccupés de l'allure des plissements dans les pays de montagnes, devaient chercher à substituer à ces notions celle des *actions horizontales de refoulement*.

De plus, il était réservé aux progrès de l'observation de montrer qu'on avait, dans l'origine, interprété avec trop de rigueur les faits d'alignement, la direction d'une même chaîne étant susceptible de varier parfois dans des limites assez

(1) *Annales des sciences naturelles.*

Digitized by Google

étendues, tandis que des chaînes d'âge très différent peuvent néanmoins affecter des orientations identiques. Le phénomène orogénique se révélait d'ailleurs comme beaucoup plus complexe qu'on ne l'avait cru dans un premier examen, et chaque jour apportait la preuve de la multiplicité des mouvements par suite desquels une chaîne avait fini par acquérir son relief actuel.

Il peut donc sembler que la science ait reculé, en quelque sorte, depuis le temps où Élie de Beaumont présentait avec tant de netteté le tableau des dislocations successives de l'écorce terrestre. Nous ne craindrons pas d'en faire l'aveu et de reconnaître que, si le regard de l'illustre géologue avait bien entrevu, en général, les grands traits de ce tableau, plus d'un changement de détail doit y être introduit, dont une patiente analyse de chaque dislocation pourra seule fournir les éléments.

§ 2

ÉLÉMENTS DE L'ÉTUDE DES DISLOCATIONS

A. ANALYSE DES DISLOCATIONS

Plis et cassures. — Les éléments des dislocations du globe sont des *plis* ou des *cassures*. Ces deux catégories peuvent être intimement liées l'une à l'autre, un pli brusque devant nécessairement se résoudre en cassure quand les terrains qu'il affecte ne sont pas assez souples pour se prêter à la flexion. Mais elles peuvent aussi être complètement indépendantes, certains mouvements capables de crevasser une masse solide n'ayant aucun rapport avec ceux qui en pourraient déterminer le plissement.

Plis anticlinaux, synclinaux, etc. — Les *plis*, dont la figure 583 fait connaître les principales variétés, telles qu'on les peut observer dans le Jura et les

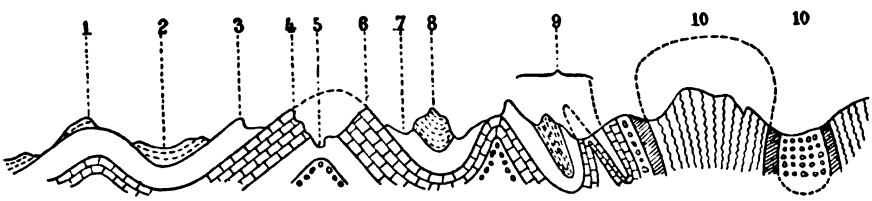

Fig. 583. — Types des structures de plissement dans le Jura et les Alpes (d'après M. Heim).
1. crête anticlinale; 2, vallée synclinale; 3, crête insoclinale, formant épaulement sur la voûte 4-6; 4-6, crêtes isoclinales opposées, formant les flanquements d'une voûte rompue; 5, vallée anticlinale (Combe); 7, vallée isoclinale; 8, crête synclinale; 9, plis isoclinaux; 10, plis en éventail.

Alpes, sont de diverses natures. Les plus simples sont les plis *anticlinaux*, c'est-à-dire des voûtes telles que les strates plongent de part et d'autre de la ligne de faîte. Ces voûtes peuvent être entières, comme aussi elles peuvent être plus ou moins *rompues* ou *démantelées* le long de leur axe. Dans ce cas, fréquent au Jura (1), la dépression creusée suivant la déchirure longitudinale de la clef de

(1) Voir l'ouvrage des *Soulèvements jurassiques*, où Thurmann a analysé avec tant de rigueur les éléments de la structure du Jura.

Digitized by Google

voûte porte le nom de *combe* et les reins de la voûte, demeurés en place sous la forme d'escarpements, en constituent les *épaulements*, tandis que les *flanquements* sont les parties, appuyées en arrière sur les épaulements, d'une voûte rompue extérieure à la première. Un pli est dit *synclinal* quand les strates plongent vers l'axe du pli, formant généralement un thalweg. Enfin on appelle plis *renversés* ou *isoclinaux* ceux qu'une action latérale a rejetés de telle sorte que les deux versants de la voûte aient des plongements concordants. Un *val* ou *vallon*, étant une dépression comprise entre deux versants ou deux escarpements, peut être, suivant les cas, anticlinal, synclinal ou isoclinal. Quant aux arêtes saillantes des escarpements, elles portent, dans le Jura, les noms de *crêtes* ou *crêts*.

Plis monoclinaux ; plis en éventail. — Les géologues américains ont donné le nom de *plis monoclinaux* à des systèmes de couches inclinées parallèles, se raccordant de part et d'autre avec des couches horizontales (fig. 584). Ce genre de plis, quand la partie inclinée ABCD échappe à l'observation, peut facilement faire croire à une faille. On en observe de nombreux exemples sur le versant occidental des Montagnes Rocheuses. Souvent, l'érosion ayant fait disparaître la partie convexe EF de l'une des couches, on a cru à une discordance marquée entre la couche AB et la partie horizontale, seule visible, de l'assise sous-jacente, alors qu'il eût suffi de se transporter en E pour les retrouver l'une et l'autre en parfaite concordance. Il est visible que ce genre d'accidents est imputable à un effort vertical qui tendait à faire naître une faille et qui eût réussi à la produire sans la facilité avec laquelle les strates se sont prêtées à l'allongement.

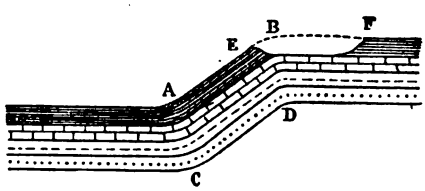

Fig. 584. — Pli monoclinal.

Lorsqu'un pli a été renversé et que les reins seuls de la voûte sont accessibles à l'observation, on peut être induit en erreur en voyant reposer les unes sur les autres, en concordance absolue, des assises dont la succession normale devrait être tout autre. En pareil cas, la paléontologie est d'un puissant secours. Quand la base du pli est visible, on reconnaît que les couches sont pliées en forme de C.

Les *plis en éventail* sont ceux dont la boucle dilatée a été enlevée par l'érosion. Mais cette même structure en éventail peut aussi résulter d'un pli en V très serré, et enfin elle peut être produite par un effet de laminage, analogue à l'épanouissement d'une gerbe serrée en son milieu.

Cassures ; failles. — Une cassure peut être simple ou accompagnée de rejet, auquel cas elle devient une *faille*. Les failles abondent dans certains districts montagneux, comme dans le massif de la Grande-Chartreuse, dont la figure 585 fait connaître la coupe. La lèvre soulevée de la faille constitue, quand elle est formée de roches dures, un escarpement qui fait face à une direction déterminée, servant à définir ce qu'on appelle le *regard* de la faille. Ainsi, dans le

Digitized by Google

Jura comme dans l'Isère, la plupart de ces escarpements ont leur face tournée vers la France, ce que Thurmann a exprimé en disant que les failles jurassiennes ont le *regard français* dominant.

Lorsqu'un accident de la nature d'une faille est dévié par une cause qui

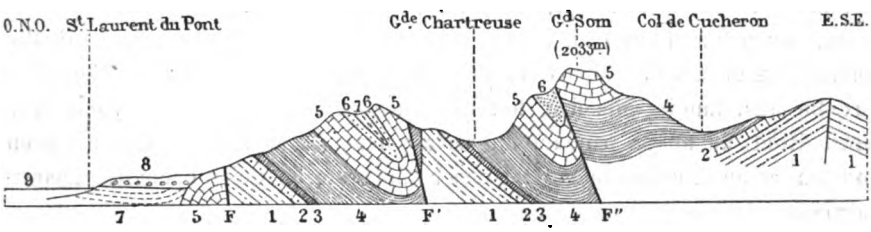

Fig. 585. — Coupe au 100 000e du massif de la Grande-Chartreuse (d'après M. Lory).

1, calcaires à *Amm. tenuilobatus*; 2, calc. à *Ter. janitor*; 3, calc. à ciment de Berrias; 4, néocomien; 5, urgonien et gault; 6, sénonien; 7, mollasse; 8, alluvions anciennes; 9, alluvions modernes; F, grande faille de Voreppe; F', grande faille de la Chartreuse; F'', grande faille d'Entremont.

l'oblige à se courber, on observe que la convexité est fréquemment dirigée du même côté que le regard. Thurmann a le premier fait cette remarque dans le Jura, où, sur 80 chaînes courbes, il y en a 60 dont la convexité est tournée vers la France. La même observation peut s'appliquer aux Alpes occidentales, où la concavité fait face au Piémont, tandis que les failles de l'Isère ont le regard français.

Joints. — Indépendamment des grandes failles, les terrains disloqués sont parcourus par de nombreuses cassures en rapport avec les actions mécaniques qu'ils ont subies. Ces cassures sont fréquentes aussi dans les roches dures des pays de plaines, où on leur a donné le nom de *joints*. Elles forment en général des systèmes conjugués. Mais il faut avoir soin de distinguer les joints d'origine mécanique de ceux qui sont dus au retrait et à la dessiccation des roches. A cette catégorie appartiennent souvent les joints de la craie blanche, qui n'apparaissent que sur les falaises exposées à l'air, tandis qu'ils font défaut dans les masses exploitées souterrainement (1).

Accidents longitudinaux, coupures transversales. — Les accidents du relief terrestre sont concentrés en grand nombre dans les massifs montagneux, où on peut les répartir en deux groupes : les *accidents longitudinaux* et les *coupures transversales* (2).

Les premiers sont dus à des masses minérales qui, dans leurs dislocations, quelle qu'en soit la nature, se sont conformées à la *loi de direction*. Ces masses forment des *chaînes*, c'est-à-dire des saillies allongées, dont le type le plus ré-

(1) M. Daubrée s'est beaucoup occupé des cassures de l'écorce terrestre, qu'il range sous le nom générique de *Lithoclases*, appelant *diaclases* celles qui ne sont pas accompagnées de rejet et *paraclases* celles pour lesquelles il y a dénivellation des parois. Le même auteur applique le nom de *leptoclases* aux cassures sans rejet qui n'ont qu'une faible amplitude et, suivant qu'elles sont dues à des phénomènes de retrait ou à des efforts de compression, il les divise en *synclases* et *piésoclases*. Voir *Comptes rendus* et *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 136.

(2) Lory, *Bull. Soc. des sc. nat. de l'Isère*, 3e série, t. VII.

Digitized by Google

gulier est celui d'une voûte anticlinale, soit entière, soit rompue. Mais une chaîne peut aussi être constituée par un massif que limitent, soit des deux côtés, soit d'un seul, des failles longitudinales. Tel est le cas du Mont Blanc, du Mont Ventoux et de la chaîne de Belledonne. Il y a des chaînes relativement simples, comme les Pyrénées, et d'autres multiples, comme le Jura.

Dans un même district montagneux et sous la réserve de changements de direction possibles, les accidents longitudinaux sont généralement parallèles entre eux. De plus, tandis que, dans le sens de la longueur, les masses minérales se poursuivent, au moins pendant un certain temps, sans changer de nature, on voit leur composition ou leur allure varier sans cesse lorsqu'on chemine transversalement à la direction des chaînes.

Mais, dans l'appréciation des directions, il convient de distinguer celles qu'on peut appeler *primaires* et qui correspondent à la libre propagation de l'effort de dislocation, de celles où se traduit l'influence de causes secondes. C'est ainsi qu'il y a des directions d'*emprunt*, un alignement s'étant dévié à la rencontre d'accidents antérieurs, dont il emprunte pour un moment le parcours, absolument comme une lézarde, dans un mur, suit partiellement les joints horizontaux des pierres. Il y a aussi des directions *épigéniques*, lorsqu'une ancienne ride, d'abord masquée par des sédiments horizontaux, vient à subir un nouveau mouvement qui disloque plus ou moins les assises superposées.

Les *coupures transversales*, dont les *cluses* du Jura offrent le type le plus simple, sont des déchirures profondes, le plus souvent étroites, qui tranchent brusquement une chaîne ou un ensemble de chaînes et de vallons, en dévoilant, sur leurs parois généralement abruptes, la composition interne du massif qu'elles entament.

B. AGE DES DISLOCATIONS

Principe de la détermination. — L'*âge d'une dislocation* se détermine d'après celui des terrains qu'elle affecte. Si deux assises sédimentaires reposent immédiatement l'une sur l'autre, de telle sorte que leurs couches, inclinées les unes et les autres, ne fassent cependant pas le même angle avec l'horizon, il est clair qu'on y doit voir la trace de deux redressements successifs, dont l'un a été antérieur et l'autre postérieur au dépôt de l'assise la moins ancienne. Une cassure est toujours plus récente que le dépôt des terrains qu'elle a brisés et dont l'âge fournit ainsi une limite inférieure pour l'époque de la dislocation. Comme, de plus, les accidents d'un même district obéissent en général à la loi de direction, tel accident, mal défini parce qu'il n'affecte qu'un petit nombre de couches, peut être légitimement rapporté au même âge que d'autres de même alignement, affectant un plus grand nombre d'assises. C'est une analyse délicate, à poursuivre dans chaque cas particulier, en s'aidant de tous les caractères que l'observation permet d'enregistrer. L'un des meilleurs est celui, dont nous avons déjà parlé,

Digitized by Google

des *rejets* qu'une cassure impose aux fentes préexistantes et qui permettent, en général, d'apprécier l'âge relatif des fractures.

Complexité du phénomène. — S'il est possible d'arriver à définir avec quelque précision l'âge d'une dislocation élémentaire, il est beaucoup plus difficile de déterminer l'époque de la formation d'une grande ligne de relief. A vrai dire, il n'est guère de chaînes de montagnes dont la structure ne porte l'empreinte de révolutions successives, séparées les unes des autres par des intervalles de repos plus ou moins complet, et ce qu'on appelait autrefois l'*époque d'un soulèvement* doit être aujourd'hui entendu de l'époque où la chaîne correspondante *a acquis son principal relief*. Telle chaîne de montagnes a été considérée comme postmiocène, parce que, sur ses flancs, on a vu des couches miocènes sensiblement redressées, et pourtant, dans aucun cas, ces couches n'ont été observées ailleurs qu'au pied de la chaîne et même de ses contreforts les plus extérieurs, sans que jamais elles pénètrent dans l'intérieur du massif. Aussi est-il nécessaire d'y reconnaître deux mouvements successifs, l'un qui, en élevant au-dessus des eaux une première barrière, a empêché le dépôt des sédiments miocènes de s'avancer plus loin, l'autre qui, en redressant ces couches d'abord horizontales, a accru l'amplitude et, sans doute aussi, le relief du massif. Mais lequel de ces deux mouvements a été le plus considérable? C'est ce qu'un minutieux examen peut seul nous apprendre.

Restitution des anciens rivages. — Le principe sur lequel doit reposer cette analyse est évidemment la constatation de l'influence exercée par le phénomène orogénique sur la géographie générale de la contrée. Quand une importante ligne de hauteurs se forme, elle modifie puissamment le domaine continental, rejette au loin certains rivages, en rapproche certains autres et change, en un mot, d'une manière appréciable la *carte de la région*. C'est donc cette carte qu'il faut reconstituer, à diverses époques rapprochées, pour pouvoir reconnaître à quel moment les contours océaniques ont subi les modifications les plus profondes. Mais il ne suffit pas, pour cela, de noter soigneusement les points où l'on cesse aujourd'hui d'observer telle ou telle formation marine ou lacustre. Il faut encore tenir compte des parties, plus ou moins considérables, que l'érosion a fait disparaître, et n'accepter, comme indices d'un rivage, que les formations qui, d'après la nature de leurs éléments minéraux ou celle de leurs fossiles, affectent un caractère incontestablement littoral.

On comprend aisément les difficultés d'une telle tâche, surtout si l'on songe que certains rivages ont aujourd'hui disparu sans laisser la moindre trace. Tel est, en particulier, le cas des districts, autrefois émergés, dont la destruction a donné naissance à la *nagelfluh* miocène de la Suisse. Nous avons vu que la plupart des géologues s'accordent à voir dans ce dépôt les restes d'une chaîne d'îles qui, au début du miocène, existait en avant de la région aujourd'hui occupée par les Alpes principales. Qui pourra dire avec certitude l'étendue et la direction de cette ancienne chaîne, dont les débris seuls nous ont été conservés sous

Digitized by Google

forme de cailloux roulés? Combien de fois même ce dernier indice ne fera-t-il pas défaut, s'il s'agit d'une terre formée d'éléments meubles, destinés à être éparpillés au loin sans garder la trace nette de leur origine?

La restitution des anciens rivages, fondée sur une exacte détermination des formations littorales, est le préliminaire indispensable des études orogéniques de détail. Or cette restitution ne peut être entreprise qu'à titre de résumé final des documents fournis par les cartes géologiques à grande échelle. Il ne s'agit pas, comme on le fait souvent, de donner une idée générale de la disposition réciproque des terres et des eaux à l'époque éocène ou miocène, par exemple. Il faut que ces contours maritimes s'appliquent avec rigueur à un *moment* bien déterminé de l'histoire géologique, c'est-à-dire au début ou à la fin d'un étage. Poser ce programme, c'est dire que l'heure d'une exacte détermination de l'âge des dislocations successives n'est pas encore venue et qu'il convient d'attendre que les relevés géologiques de détail, si activement poursuivis de nos jours, aient dit à peu près leur dernier mot.

On ne s'étonnera donc pas si, renonçant à atteindre la rigueur avec laquelle Élie de Beaumont avait cru pouvoir définir la direction et l'âge des principaux accidents du globe, nous nous bornons, dans ce qui va suivre, à des indications d'un caractère plus général. Pour cela, nous chercherons à faire connaître les traits distinctifs de quelques-uns des districts de dislocations les plus remarquables, en esquissant les grandes lignes de leur histoire et nous attachant surtout à faire ressortir combien de fois ceux mêmes dont le relief définitif paraît le plus récent ont pu être le théâtre de mouvements importants.

CHAPITRE II

EXAMEN DES PRINCIPALES RÉGIONS DE DISLOCATIONS

§ 1

LES ALPES ET LE JURA

Massif des Alpes. — Le premier massif qui doive attirer notre attention, en raison de son importance, est le massif des Alpes. Élie de Beaumont y avait distingué deux systèmes, celui des *Alpes occidentales* et celui des *Alpes principales*. Mais cette distinction était basée sur l'existence d'un redressement du terrain quaternaire dans le bassin de la Durance. Il a été démontré depuis (1) que les conglomérats qualifiés de diluviens étaient concordants avec la mollasse et renfermaient comme elle des cailloux impressionnés. On est donc revenu à l'opinion

(1) Voir notamment Desor, *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXVII, p. 35.

Digitized by Google

depuis longtemps professée par M. Studer et également défendue par M. Lory, qu'il y a, malgré la différence des directions, identité d'âge entre les Alpes occidentales et les Alpes principales. La même conclusion se déduit d'ailleurs de l'étude plus intime de la structure du massif, où l'on voit les grands accidents longitudinaux se poursuivre depuis le cœur des Alpes Suisses jusqu'au littoral méditerranéen, en se prêtant, dans leur allure, à la courbure de la chaîne.

Cela ne nous empêchera pas, pour la facilité des descriptions, de distinguer dans le massif des Alpes plusieurs régions géographiques. Celle qui doit tout d'abord nous occuper est la chaîne des Alpes occidentales, si complètement étudiée par M. Lory.

Alpes occidentales. Chaînes subalpines, Chaînes alpines. — M. Lory (1) a divisé le massif des Alpes occidentales en deux régions : celle des *chaînes subalpines* et celle des *chaînes alpines*, séparées l'une de l'autre par une suite de dépressions (vallée du Valais de Louèche à Saint-Maurice, col d'Anterne, vallée du Grésivaudan, cours du Drac).

Dans la première région (fig. 586), les assises crétacées et jurassiques, quelquefois aussi les couches tertiaires, sont découpées en gradins abrupts, en lon-

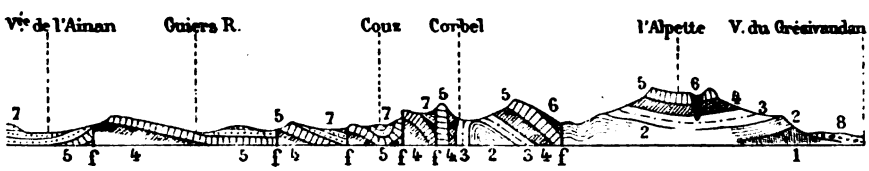

Fig. 586. — Coupe au 250000e du massif subalpin de la Grande-Chartreuse (d'après M. Lory).

1, oxfordien ; 2, couches à *Amm. tenuilobatus* ; 3, couches de Berrias ; 4, néocomien ; 5, urgonien ; 6, craie ; 7, mollasse ; 8, alluvions ; f, f, failles.

gues crêtes, le plus souvent escarpées d'un côté et à pentes régulières de l'autre. Des failles longitudinales, en isolant de puissants massifs calcaires comme ceux de l'urgonien, ont produit des escarpements caractéristiques, tels que ceux de la Grande-Chartreuse et des Bauges. Rarement le trias apparaît dans les chaînes subalpines, où il ne forme que quelques îlots.

La région des *chaînes alpines* se partage, selon M. Lory, en quatre zones, d'importance très inégale, et que limitent de grandes failles, se traduisant non par des dépressions continues, mais par une succession de vallons que sèparent des cols faciles.

Première zone alpine. — La première zone (fig. 587), limitée à l'est par une ligne de faille partant de Sembranchier et passant par l'Allée Blanche, le col du Cornet, Saint-Jean de Maurienne, le col du Lautaret et Vallouise, comprend plusieurs massifs saillants, formés surtout de roches *primitives*. Ce sont : le massif des Aiguilles rouges et celui du Mont Blanc, la chaîne de Belledonne, les massifs

(1) *Bull. Soc. des sc. nat. de l'Isère*, 3e série, t. VII. Voir aussi *Ann. du Club alpin français*, 1874 et 1877.

Digitized by Google

du Rocheray, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Les roches primitives, consistant surtout en protogine, gneiss, micaschistes, chloritoschistes, sont découpées en

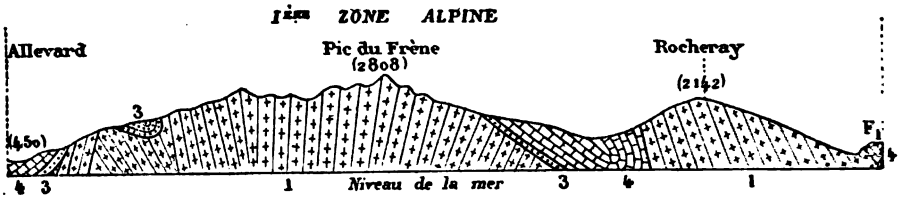

Fig. 587.

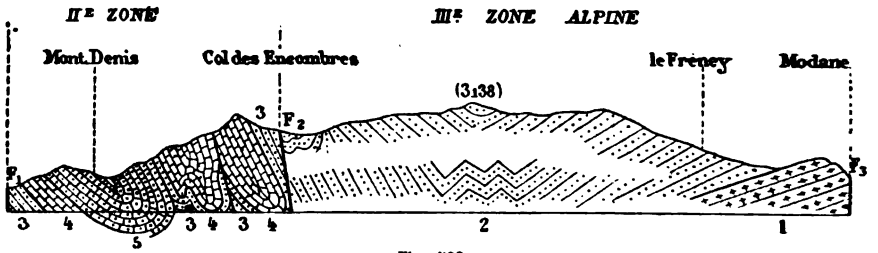

Fig. 588.

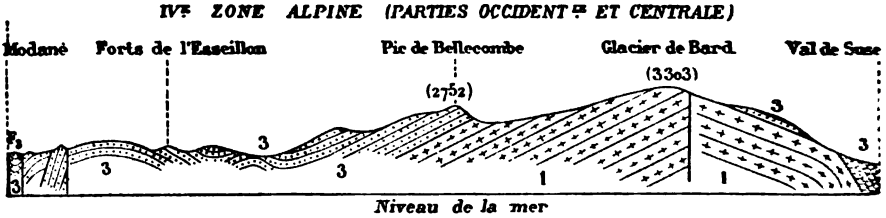

Fig. 589.

Fig. 587, 588, 589. — Zones alpines (d'après M. Lory).

1, schistes cristallins et gneiss; 2, grès anthracifère; 3, trias; 4, lias; 5, couches tertiaires; F_1, F_2, F_3, failles-limites.

feuillets verticaux, dont la dégradation produit les contours déchiquetés, caractéristiques des Aiguilles. Des lambeaux peu épais de grès anthracifère sont semés dans les replis des schistes cristallins, dont ils paraissent avoir subi presque toutes les dislocations. Les intervalles entre les massifs primitifs correspondent à de grands effondrements, dans lesquels se sont affaissées, avec les contournements les plus compliqués, les couches flexibles des calcaires argileux noirs de la série jurassique. Ces calcaires, originairement déposés en couches horizontales sur les tranches des schistes (fig. 590), comme on peut encore le constater au sommet des Aiguilles Rouges, près du col des Fours et aux environs de Saint-Christophe-en-Oisans, se sont le plus souvent entassés dans les fentes ouvertes au milieu des schistes cristallins lors du soulèvement et du morcellement du massif. Leur nature relativement plastique leur a permis de se prêter avec une certaine

Digitized by Google

facilité aux mouvements de glissement, et c'est ainsi que parfois ils paraissent concordants avec les schistes, contre lesquels ils ne sont que *mécaniquement appliqués*. D'autres fois, affaissés le long d'une faille au pied d'un massif de

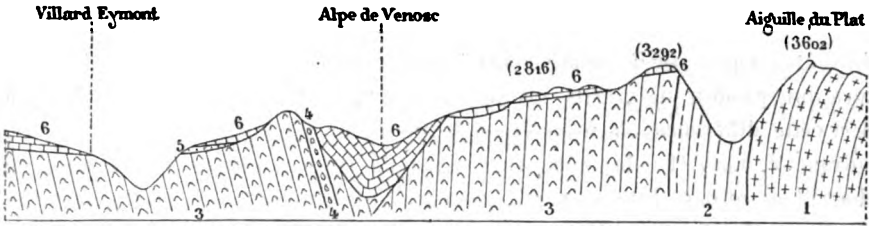

Fig. 590. — Coupe de la partie occidentale du massif du Pelvoux (d'après M. Lory).
1, gneiss ; 2, micaschiste ; 3, chloritoschistes et protogine ; 4, terrain houiller ; 5, trias ; 6, lias.

protogine, ils ont été recouverts en surplomb par la roche cristalline, qui semble ainsi s'être épanchée par-dessus les calcaires et en avoir englobé des morceaux plus ou moins étendus. En quelques points, ces calcaires feuilletés ont pris la texture de véritables ardoises.

Deuxième zone. — La deuxième zone alpine (fig. 588) est étroite, mais remarquable par l'état déchiqueté et les bouleversements compliqués des masses qui la composent. La faille qui la limite à l'est part de Sierre en Valais, passe au col Fenêtre, à Bourg-Saint-Maurice, au col des Encombres et aboutit près du Monestier de Briançon. Au nord, cette zone est surtout formée par les schistes lustrés du trias, au sud par les quartzites du même système et les calcaires jurassiques du Briançonnais. Enfin elle est limitée à l'ouest par une bande de grès et d'ardoises avec nummulites et fossiles tertiaires, qui ont dû se former originairement dans un golfe long et étroit, en communication par le sud avec le bassin nummulitique méditerranéen.

Troisième zone. — La troisième zone (fig. 588) est celle des *grès anthracifères*, qui, dans le défilé de l'Arc, atteignent l'altitude de 3500 mètres et occupent la plus grande partie de la Maurienne, de la Tarentaise et du Briançonnais. Souvent, notamment à Modane, on aperçoit avec netteté la faille qui limite à l'est cette troisième zone et dont le bord oriental forme la lèvre affaissée. La région des grès à anthracite est donc la vraie zone médiane des Alpes occidentales, de part et d'autre de laquelle les autres zones se sont affaissées en gradins descendants, sur le versant français comme sur le versant italien.

Quatrième zone. — Les deux zones médianes ne sont bien distinctes que depuis Sion jusqu'à Briançon. La quatrième (fig. 589), à l'exemple de la première, peut se suivre depuis la Suisse orientale jusque dans les Alpes maritimes ; elle est la plus large de toutes et mesure environ 60 kilomètres, atteignant les bords du lac Majeur où se dessine, mais moins développée qu'en France, une région orientale de chaînes subalpines. Cette zone est riche en affleurements de roches cristallines primitives, contre lesquelles s'appuient les schistes lustrés

Digitized by Google

et les quartzites gypsifères du trias. C'est le pays des forêts de mélèzes et des belles prairies de hautes montagnes.

Les couches triasiques paraissent concordantes avec les schistes cristallins : presque horizontales au milieu de la zone, elles plongent vers les flancs du massif, surtout du côté italien, laissant apercevoir le terrain primitif par un effet de voûte rompue. De là, relativement à la première zone, une simplicité de structure qui produit de grands massifs culminants comme le Mont Rose. Mais, à part cette différence, la première et la quatrième zone laisseraient apercevoir, suivant M. Lory (1), la même succession de chloritoschistes (représentés au Mont Blanc et dans l'Oisans par les schistes protoginiques), de schistes micacés, de gneiss et enfin de gneiss granitoïde au centre.

Rôle des failles dans les Alpes. — M. Lory considère les grandes failles en gradins étagés comme le premier acte des révolutions qui ont façonné le relief actuel des chaînes alpines. Ensuite sont venues de puissantes actions de refoulement latéral, qu'on peut regarder comme le contre-coup de l'enfoncement progressif de vastes contrées, de part et d'autre du bourrelet alpin. Les gradins déterminés par les failles auraient joué le rôle d'appuis résistants, contre lesquels les couches auraient été cambrées, plissées ou renversées. C'est sur les zones les plus affaissées à l'ouest et à l'est, c'est-à-dire sur la première et la quatrième, que ces effets se seraient exercés avec le plus d'intensité. Aussi est-ce là que se sont produites les plus fortes *trouées* de terrains anciens et les cimes les plus élevées, tandis que les deux zones médianes se trouvaient comme écrasées en plis concaves entre ces gonflements des zones latérales. On remarque d'ailleurs que les grandes failles dauphinoises, dont le regard est français, ont leur plan incliné à l'est, c'est-à-dire vers l'Italie, preuve de l'effort venu de ce côté, qui a poussé, en la renversant, la lèvre orientale relevée contre la lèvre occidentale.

Ancienneté des failles. — M. Lory (2) a constaté que les couches crétacées et jurassiques de la zone des chaînes subalpines se terminent brusquement, avec le maximum de leur puissance, au bord de la faille qui passe par Grenoble, Albertville et Sallanches. On doit donc admettre que des dépôts extrêmement épais, de 1500 ou 2000 mètres et même plus, ont été limités d'un côté, pendant toute la durée de leur formation, par des surfaces qui devaient être peu éloignées des failles actuelles. Beaucoup de ces dépôts se sont formés dans des eaux peu profondes, par voie d'affaissement progressif, soit continu, soit avec saccades. La nature des sédiments qui se succèdent depuis le callovien jusqu'au sénonien supérieur indique une tranquillité parfaite dans l'affaissement.

Coupures transversales. — Les *coupures transversales* des Alpes sont de véritables *cluses ;* mais à la différence de la plupart des cluses du Jura, elles traversent généralement plusieurs chaînes à la fois. Le bas Valais, de Martigny au Léman, la vallée de l'Arve, de Genève à Sallanches, la coupure de l'Isère, d'Al-

(1) Lory, *op. cit.*, note A.
(2) *Comptes rendus*, XCIII, p. 821.

Digitized by Google

bertville à Moutiers, le Queyras, la vallée de Barcelonnette, etc., sont des exemples de ces coupures, dont les deux bords sont généralement loin d'être identiques comme composition. Presque toujours ces coupures entraînent un changement dans la direction des chaînes ou un rejet dans les failles qui limitent les massifs, et la plupart sont coordonnées à des directions qui ne sont autres que celles des chaînes ou des failles connues dans le massif alpin. Ainsi les grandes cluses du Bas Valais et de l'Isère ont la direction N. N. O. du système du Mont Viso et la coupure N. E. de la Romanche se rattache au système du Vercors.

C'est par les échancrures que produisent les coupures transversales dans la première et la quatrième zone que s'accomplit la traversée des Alpes par les grandes voies de communication.

Age du principal soulèvement. — Le principal soulèvement des Alpes occidentales est le résultat d'une série de mouvements, lents ou saccadés, qui se sont succédé pendant le dépôt de la mollasse. Ces mouvements, en redressant, sur les flancs des premières chaînes alpines, les assises inférieures et moyennes de cette formation, rejetaient peu à peu, en dehors de la zone montagneuse, les eaux où se formaient les couches supérieures, faisant naître en certains points des bassins d'eau douce, où se déposaient des argiles à lignites (1).

On remarque que, dans les parties inférieures des poudingues mollassiques, les roches provenant du Forez sont associées aux cailloux alpins ; mais, dans le haut, ces derniers finissent par prédominer exclusivement, parce que le relief des Alpes était déjà très accentué ; c'est surtout à ce moment que sont venus, dans le Dauphiné, les cailloux de quartzite, évidemment arrachés à la Maurienne (2).

Alpes principales. — Axe anticlinal de la mollasse. — L'un des traits caractéristiques du soulèvement des Alpes principales, mis en évidence depuis 1838 par M. Studer, est la disposition de la mollasse sur le bord nord-ouest du massif (fig. 591). A une certaine distance de la grande chaîne, la mollasse est

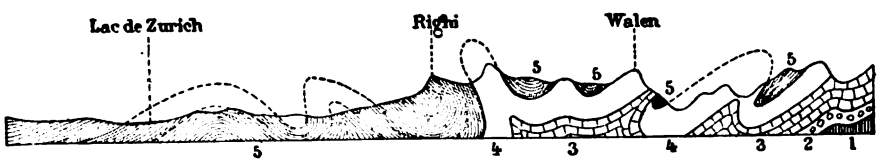

Fig. 591. — Coupe du versant nord des Alpes, montrant les plissements de la mollasse et son plongement apparent sous les couches plus anciennes (d'après M. Heim).

1, schistes cristallins ; 2, verrucano, etc. ; 3, couches jurassiques ; 4, dépôts crétacés ; 5, mollasse et dépôts tertiaires divers.

relevée suivant un pli ou *axe anticlinal*, dont l'arête s'élève à une grande hauteur au Righi ainsi qu'aux environs de Thoune et est distante d'environ dix kilomètres du pied de la chaîne. A partir de ce point, le plongement ne cesse pas d'être dirigé *vers les Alpes*, sous lesquelles la mollasse s'enfonce ainsi d'une ma-

(1) Lory, *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XX, p. 368.
(2) Lory, *loc. cit.*

Digitized by Google

nière caractérisée, paraissant supporter en concordance les couches nummulitiques et crétacées, renversées comme elle en un pli isoclinal. Cette disposition atteste un immense effort de refoulement latéral.

Coins calcaires des Alpes bernoises. — Dents de Morcles. — On observe dans les Alpes bernoises, notamment au Mettenberg et à la Jungfrau, des intercalations, dans les gneiss, de calcaires qui paraissent en couches horizontales et se poursuivent parfois pendant deux kilomètres et plus, sous fa forme de bandes minces se terminant en coin (fig. 592). M. Baltzer (1) a fait voir que c'étaient de véritables plis à axe horizontal. Mais leur intercalation au milieu d'un gneiss dont les feuillets sont verticaux est singulière et réclame peut-être, pour son explication, des failles peu inclinées, le long desquelles les lambeaux de gneiss auraient glissé, laminant dans l'intervalle les calcaires qui leur étaient originairement superposés (2).

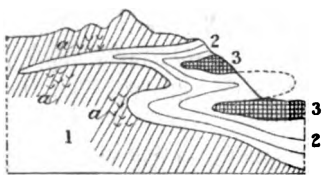

Fig. 592. — Les coincements de calcaire jurassique dans le gneiss de la Jungfrau (d'après M. Baltzer).

1, gneiss; 2, calcaire jurassique; 3, grès tertiaire; *a a a*, parties où l'orientation des lamelles de mica devient confuse.

Du reste, dans un massif aussi disloqué que celui des Alpes, les enchevêtrements les plus étranges peuvent se présenter. L'un des plus curieux exemples de la combinaison des plis, des renversements et des failles avec les érosions est fourni par les Dents de Morcles, dont la figure 593 indique la coupe, d'après M. Renevier. Les Alpes glaronnaises offrent aussi des cas très singuliers de doubles plis avec effondrements, et bien souvent la tâche du stratigraphe, dans les Alpes, est aussi ardue que s'il s'agissait, pour un architecte, de numéroter les matériaux d'une maison effondrée.

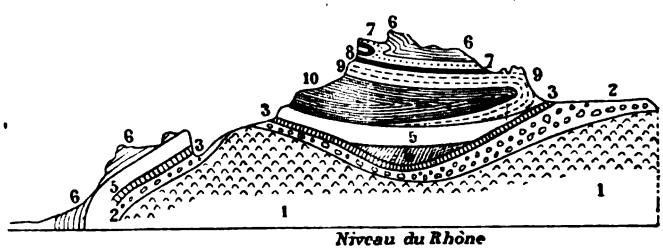

Fig. 593. — Coupe au 100 000e des Dents de Morcles (d'après M. Renevier).

1, schistes cristallins; 2, poudingues houillers et schistes; 3, cargneules; 4, lias; 5, calcaire jurassique; 6, néocomien; 7, urgonien renversé; 8, gault et rhodanien renversés et repliés; 9, assises nummulitiques en pli couché; 10, flysch en pli couché.

Rôle des plis dans les Alpes centrales. — Les géologues qui se sont le plus occupés des Alpes centrales, notamment MM. Heim, Baltzer, Kaufmann, considèrent les plissements comme la règle, tandis que les failles seraient l'exception. Nous savons cependant que les grandes failles abondent dans les Alpes occiden-

(1) *Neues Jahrbuch*, 1878, p. 673.
(2) Telle est l'explication proposée par M. Lory.

Digitized by Google

tales, aussi bien parmi les chaînes alpines que dans les régions subalpines, et il est peu vraisemblable que des accidents de ce genre fassent défaut dans l'Oberland. Peut-être ont-ils échappé à l'attention à cause de la nature des roches, car il est fort difficile de reconnaître une faille au milieu du gneiss ou des schistes cristallins. Peut-être aussi, comme l'ont admis quelques géologues, les failles sont-elles plus abondantes au voisinage de la surface des massifs soulevés que dans la profondeur, par analogie avec ce qui se passe lors des tremblements de terre, où les ruptures sont toutes superficielles. Et comme les cimes de l'Oberland ont dû subir des dénudations considérables, on n'en verrait plus aujourd'hui que les parties profondes, ce qui expliquerait la rareté des cassures. En tout cas les difficultés de l'observation sont telles, dans ces régions en partie couvertes de neiges et de glaces persistantes, qu'il convient d'attendre avant de se prononcer d'une manière définitive. Jusque-là, nous croirons que la règle qui prévaut si bien dans les Alpes occidentales, et que nous verrons également vérifiée dans le Jura et les Pyrénées, est également applicable au massif central alpin.

Phases du soulèvement alpin. — L'absence, dans les Alpes occidentales et centrales, de tout représentant des étages primaires inférieurs au carbonifère, donne à penser que le terrain primitif de la région a dû être émergé durant toute la période correspondante. D'ailleurs le système permo-carbonifère n'y est composé que de couches d'eau douce, où dominent les sédiments arénacés, indices de la mobilité du sol, au moins dans la Maurienne et les districts avoisinants.

Pour M. Lory, le premier plissement date de l'époque permienne et, de la sorte, les sédiments anthracifères se montrent concordants avec les schistes cristallins. Pendant le dépôt du verrucano permien, les Alpes formaient une région littorale, dans laquelle la période suivante isola des bassins intérieurs, où se déposèrent les dolomies, les gypses et autres roches du trias. L'absence du rhétien sur certains points, sa présence sur d'autres, indiquent, au début de la série jurassique, un mouvement d'oscillation qui va bientôt se traduire en dépression continue. Alors, sur les Alpes immergées, se déposent les sédiments oolithiques, affectant de plus en plus le caractère pélagique, puis les dépôts de la série crétacée, dont les derniers seuls indiquent une tendance à l'émersion sous forme d'îles, sur l'emplacement des chaînes intérieures actuelles (1). Autour de ces îles, longtemps peu développées, se déposent les sédiments marins éocènes. Mais le plissement s'accentue, les chaînes intérieures forment un continent, exposé par sa mobilité à de puissantes érosions et dont les débris vont s'entasser dans les couches de la mollasse, où les alternatives marines et terrestres accusent l'instabilité des rivages. A peine la mollasse est-elle consolidée que l'effort de dislocation atteint son apogée et les couches miocènes sont violemment refoulées sans que la période pliocène, avec le début de laquelle ce mouvement coïncide, puisse laisser d'autres traces que des dépôts torrentiels sur les flancs de la montagne et de petits bassins à lignite à une certaine distance.

(1) Heim, *Mechanismus der Gebirgsbildung.*

Digitized by Google

Ainsi le soulèvement des Alpes a été, si l'on peut s'exprimer ainsi, une œuvre de longue haleine, et il n'y a pas identité d'âge entre les chaînes successives entre lesquelles ce massif se divise, depuis la crête centrale jusqu'au versant nord. Les chaînes intérieures sont d'âge éocène ou peut-être crétacé; celles qui suivent datent du début du miocène et celles du bord seulement sont pliocènes (1). Retenons seulement que cette succession n'est pas absolue et qu'il a pu se produire, à la faveur de l'un des ridements, des golfes profonds, par lesquels la mer s'avançait dans les chaînes intérieures déjà formées. De cette nature est le bras de mer long et étroit, signalé par M. Lory et qui, lors du dépôt nummulitique, pénétrait jusqu'au cœur des Alpes occidentales, entre la première et la deuxième zone.

Alpes orientales. — L'histoire des Alpes orientales n'est pas identiquement la même que celle des Alpes suisses. Leur émersion est devenue définitive à l'époque du crétacé supérieur et déjà, dans les derniers temps de la période oolithique, elles formaient une chaîne d'îles le long de laquelle a eu lieu l'empiètement transgressif de la mer cénomanienne. Le redressement des chaînes éocènes paraît s'y être opéré un peu plus tôt que dans les Alpes centrales.

La séparation des deux massifs s'opérait alors, comme aujourd'hui, sur l'emplacement de la vallée du Rhin. L'importance de cette ligne, dans les temps géologiques, a été mise en lumière par M. de Mojsisovics (2). Depuis le silurien jusqu'au carbonifère, la contrée située à l'est du Rhin était restée en partie immergée, tandis que l'ouest formait un continent de roches primitives, probablement en relation avec les Vosges, le Plateau Central et la Forêt Noire. L'époque permienne est marquée dans les deux régions par la formation de grands conglomérats. Puis les Alpes orientales s'affaissent et de riches faunes triasiques s'y succèdent, pendant que la plus grande partie des Alpes occidentales reste émergée. A la fin de cette période, la mer rhétienne envahit la région suisse, qui va dès lors s'affaisser de plus en plus; mais la limite du Rhin demeurera généralement très nette et, tandis qu'à l'est la zone crétacée et tertiaire du *grès de Vienne* est séparée par une grande ligne de fracture de celle des Alpes calcaires, les deux zones n'en forment plus à l'ouest qu'une seule, où le flysch atteint une grande épaisseur.

Jura. Caractères généraux. — Le *système du Jura*, si bien analysé par Thurmann (3), constitue un véritable massif, divisé par une série de ruptures longitudinales en un grand nombre de chaînons parallèles, d'un parcours plus ou moins étendu. Les chaînons, dont Thurmann a compté plus de 160, tantôt s'atrophient progressivement, tantôt sont interrompus par des coupures transversales ou *cluses*, au nombre d'au moins 90, qui se contentent de briser les chaînes sans les relever et sans que, le plus souvent, il y ait concordance entre

(1) Heim, *op. cit.*, p. 230.
(2) *Die Dolomitriffe von Süd-Tirol*, 1878. — *Revue géol. suisse*, IX, p. 5.
(3) *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XI, p. 41.

Digitized by Google

les deux lèvres de ces ruptures. L'existence des failles qui divisent le massif paraît être la cause essentielle des formes qu'ont prises les dislocations élémentaires et qui, vraisemblablement, sont dues à la compression éprouvée par les voussoirs entre les lèvres des cassures qui les limitaient.

On peut, dans le massif jurassien, distinguer trois zones : 1° celle des *hautes chaînes*, où les dislocations linéaires sont nettement accusées, avec nombreuses failles à *regard français* dominant; 2° celle de l'*exhaussement central*, qui présente des phénomènes de soulèvement en masse avec directions linéaires plus oblitérées; 3° celle des *plateaux*, où toutes les causes de dislocation se montrent notablement affaiblies, à l'exception des failles, dont les rejets ont plus d'amplitude que dans les hautes chaînes.

La physionomie générale du Jura français est celle d'un grand plateau, relativement peu tourmenté, mais fortement dénudé et sillonné de vallées profondes. Ce plateau est compris entre deux bandes étroites de failles ou de plissements. Les failles de la bande occidentale sont multiples et s'y ramifient en passant du

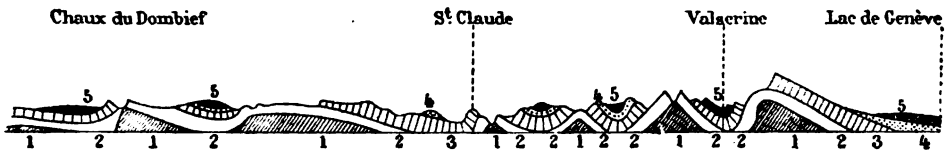

Fig. 594. — Coupe au 250 000e du Jura occidental, d'après M. Choffat.
1, trias; 2, jurassique inférieur; 3, jurassique supérieur; 4, dépôts crétacés; 5, dépôts tertiaires.

N. E.-S. O. au N. S., pour revenir converger au mont Poupet, point culminant de cette partie du massif (1).

La bande orientale de dislocations contient les cimes culminantes de la chaîne et se termine par une arête bien dessinée, à partir de laquelle le sol s'abaisse en pente rapide et d'un seul jet jusqu'aux lacs de Neuchâtel et de Genève (fig. 594).

Failles du Jura. — Le Jura a longtemps passé pour le type le plus parfait des régions de plissements alternativement anticlinaux et synclinaux. Cependant les failles y abondent et les renversements n'y sont pas rares. Sur la lisière occiden-

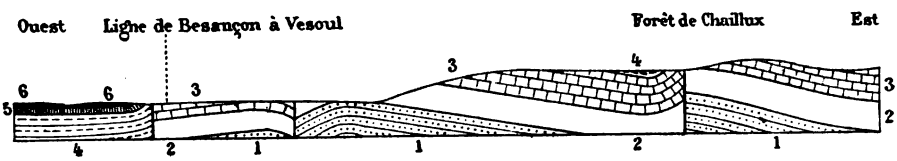

Fig. 595. — Coupe de l'ouest à l'est passant par la forêt de Chaillux (d'après M. Bertrand).
1, trias; 2, système liasique; 3, bajocien et bathonien; 4, étages oolithiques supérieurs; 5, couches crétacées; 6, pliocène.

tale de la chaîne, la région des plateaux offre, dans les couches jurassiques encore à peine dérangées de l'horizontalité, des cassures nombreuses (fig. 595) et la figure 413 (2) montre comment, aux environs de Besançon, un massif, pincé

(1) Bertrand, *Notice explic. de la feuille de Besançon.* — (2) Voir p. 885.

Digitized by Google

entre deux failles, a été replié en forme de V renversé. D'autres accidents, étudiés par M. Bertrand (1), entre Besançon et Salins, sont plus extraordinaires encore et ne peuvent s'expliquer que par des *failles horizontales et sinueuses*, ou par la chute, sans renversement, de *paquets* entiers de couches oolithiques soulevées sur d'autres, moins anciennes et demeurées en place. Du reste, il n'y a pas, comme on l'a cru autrefois, d'indépendance entre les failles et les ploiements. Toujours, au voisinage des failles, les plis s'infléchissent parallèlement à la direction de ces dernières (2), et ces deux ordres d'accidents ne sont que des manifestations diverses et locales d'un même phénomène de dislocation.

Direction des chaînes jurassiennes. — La direction des chaînes jurassiennes est nord-sud dans la partie qui confine aux Alpes occidentales; ensuite elle devient N. E.-S. O. et enfin, dans le Jura helvétique, elle court à peu près de l'ouest à l'est. Ces changements s'accomplissent progressivement et par des courbes continues. Il semble d'ailleurs facile d'en indiquer la cause. La première direction est due, sans doute, à l'influence d'un massif de terrain primitif masqué par la plaine bressane et dont le bord court probablement, comme celui du Plateau Central, du nord au sud. Ensuite, dans le Jura dôlois, s'est fait sentir l'influence de ce que M. Jourdy (3) a nommé le *môle vosgien*, c'est-à-dire une protubérance souterraine de terrain primitif, reliant les Vosges au massif de la Serre pour se rattacher à la bande triasique qui entame le Morvan dans cette direction. Enfin la dernière déviation a eu lieu parallèlement au bord méridional du massif primitif des Vosges et de la Forêt Noire. Ainsi un même effort, venant du sud-est, a dû se plier, dans ses manifestations, aux exigences du relief antérieurement acquis par les massifs d'ancienne consolidation.

Histoire du soulèvement du Jura. — La région du Jura paraît avoir subi de nombreuses oscillations pendant les temps jurassiques et crétacés. La partie orientale était déjà émergée à l'époque de Purbeck et les couches crétacées y font défaut. L'émersion a dû progresser ensuite vers l'ouest et, sauf en quelques points de la lisière occidentale de la chaîne, la craie moyenne et la craie supérieure sont partout absentes, tandis que l'éocène est représenté par des formations d'eau douce et des dépôts sidérolithiques. A ce moment s'est manifestée une première tendance au plissement (4). Bientôt la mobilité du sol est mise en évidence par la succession alternée des couches d'eau douce et des sédiments marins de la mollasse. Enfin le principal effort de dislocation se fait jour après le dépôt des couches d'Œningen, c'est-à-dire en même temps que le soulèvement des Alpes, introduisant entre le miocène et les formations ultérieures une discordance beaucoup plus marquée que celle qui sépare la mollasse du jurassique.

M. Heim (5) a cherché à calculer la réduction que l'écorce terrestre avait dû

(1) *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, X, p. 114.
(2) Bertrand, *loc. cit.*
(3) *Bull. de la Soc. géol. de France*, 2e série, XXIX, p. 336.
(4) Heim, *Mechanismus der Gebirgsbildung*, II, p. 199.
(5) *Op. cit.*, p. 211.

Digitized by Google

subir, par suite du plissement, dans la région du Jura. Du lac de Genève à Saint-Claude, sur 16 800^{m}, se succèdent 4 plis principaux, lesquels, après développement, exigeraient 22,000^{m}. La contraction a donc été de 5200^{m}, soit $\frac{1}{4}$ de la longueur primitive. De Biel au nord de Sainte-Ursanne la contraction serait de 5300^{m} pour 29 300^{m}, soit $\frac{1}{3}$, en 9 plis. Enfin le Jura oriental donnerait une perte, beaucoup plus sensible, de 7000^{m} pour 12 000^{m}, soit $\frac{1}{1,7}$ en deux plis. La contraction moyenne totale serait donc comprise entre $\frac{1}{3}$ et $\frac{1}{4}$.

Liaison du Jura et des Alpes. — Les dislocations du Jura sont intimement liées à celles des Alpes sardes et françaises, où l'on voit les mêmes lignes de rupture se prolonger avec le même regard. Thurmann reconnaissait en 1853, dans les principales cluses du Jura, la continuation des grandes cassures alpines. L'âge du plus grand effort de dislocation est d'ailleurs le même dans les deux chaînes, dont l'histoire ne saurait être séparée. Enfin, malgré la réelle individualité des Alpes orientales, on ne peut manquer de les rattacher aussi à ce grand phénomène orogénique qui a si puissamment marqué sa trace dans toute l'Europe centrale.

Si maintenant l'on cherche à résumer ce que nous enseigne l'examen de la structure des Alpes relativement à l'origine de la chaîne, il est évident d'abord qu'aucune poussée de roches éruptives ne peut être invoquée comme cause du soulèvement et que tout ce qui s'y rencontre en fait de roches cristallines a subi, comme les couches sédimentaires, les effets d'une dislocation due à une action beaucoup plus générale. Le granite alpin n'est connu en filons que dans les gneiss et les micaschistes ; le porphyre existe en cailloux roulés dans le jurassique des Windgälle (1), ce qui prouve l'antériorité de son éruption ; le mélaphyre et la spilite sont interstratifiés au milieu du verrucano, comme l'euphotide dans le trias du Dauphiné, et M. Favre a trouvé, dans le conglomérat carbonifère de Valorsine, des galets du granite tourmalinifère qui perce les schistes cristallins des Aiguilles Rouges. Ainsi, dans les Alpes, le rôle *passif* des roches d'origine interne est incontestable, et partout où elles apparaissent, c'est à la faveur de mouvements mécaniques qui ont affecté indifféremment et ces roches et les assises sédimentaires.

Cela posé, la diversité des directions alpines, qui contraste avec la continuité géographique de la chaîne, doit trouver son explication dans les circonstances au milieu desquelles l'effort de dislocation a dû se propager.

Traits généraux de l'effort orogénique dans l'Europe centrale. — Ainsi que l'a fait observer M. Suess (2), le massif primitif des îles d'Hyères et des Maures, le bord oriental du Plateau Central de la France, la pointe méridionale des Vosges et de la Forêt Noire, le contour du massif de la Bohême, marquent les limites occidentales et septentrionales de la région à l'intérieur de laquelle les chaînes du système alpin se développent avec une surprenante régularité. De

(1) Heim, *Mechanismus der Gebirgsbildung*, 1878, II, p. 116.
(2) *Entstehung der Alpen*, p. 17.

Digitized by Google

l'un à l'autre de ces massifs elles étalent leurs courbes et, aussitôt que ces dernières ont atteint la pointe méridionale de la Bohême, tout le système dévie vers le nord-est, suivant par des inflexions adoucies le bord des terrains anciens de la Moravie, jusqu'à ce qu'il vienne se confondre avec l'arc des Carpathes.

Le Jura et les différents massifs alpins ne sont donc que des *épisodes* locaux dans un grand système de dislocations et chacun d'eux doit sa physionomie particulière aux conditions, tant superficielles que profondes, des terrains sur lesquels agissait l'effort. C'est ainsi qu'on peut remarquer, entre le Jura et les Alpes orientales, une différence tranchée (1). Le premier de ces massifs est constitué, sur son versant nord, par des dépôts qui se poursuivent sans discontinuité bien au delà de la région disloquée. Au contraire, les sédiments plissés du bord septentrional des Alpes orientales butent contre une plaine où leur prolongement, tantôt fait défaut, tantôt affecte une manière d'être tout à fait nouvelle.

Quoi qu'il en soit, l'effort est venu du sud-est, c'est-à-dire de la dépression méditerranéenne, et partout il a fait naître, en face de sa direction, un abrupt limitant la mer ou les grands lacs pliocènes, tandis que le versant opposé se développait en une série de plis ou de failles à gradins étagés, descendant progressivement jusqu'aux plaines voisines.

§ 2

RÉGIONS FRANÇAISES DIVERSES

Pyrénées. Caractères généraux. — La chaîne des Pyrénées, plus simple comme structure que celle des Alpes, ne présente qu'un seul massif de terrains anciens qui forme l'axe de la chaîne (fig. 596), mais dont les deux versants sont

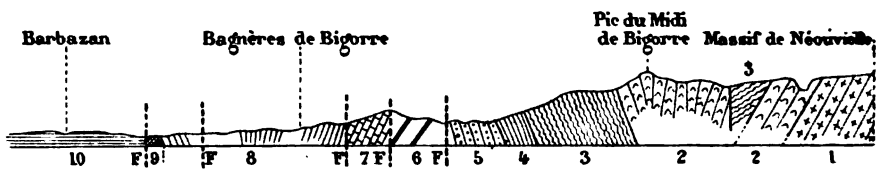

Fig. 596. — Coupe du versant nord des Pyrénées (d'après H. Magnan).

1, granite ; 2, schistes cristallins ; 3, système cambrien ; 4, syst. silurien ; 5, syst. dévonien ; 6, syst. permocarbonifère ; 7, série jurassique ; 8, série crétacée ; 9, nummulitique ; 10, mollasse.

loin d'être constitués de la même manière. Sur le versant espagnol, les couches sédimentaires forment, en général, des *paquets* séparés les uns des autres par des failles, sans que les couches y soient très écartées de l'horizontale. Au contraire, sur le versant français, de beaucoup le plus roide, les dislocations et les contournements sont aussi nombreux que compliqués. M. Magnan (2) y a reconnu jusqu'à 20 grandes failles, entre lesquelles les terrains sont pliés, bri-

(1) Suess, *op. cit.*, p. 25.
(2) *Mém. de la Soc. géol. de France*, 2e série, t. X.

Digitized by Google

sés, courbés en S gigantesques. Les failles sont presque toutes jalonnées par des sources thermales, sulfureuses dans les terrains anciens, séléniteuses dans les plus modernes, et l'analyse des dislocations est d'autant plus difficile que, par suite de l'âge relativement ancien de la chaîne, d'énormes dénudations ont fait disparaître la partie supérieure des plis.

La direction générale des Pyrénées, qui est de 98° à 100°, résulte, selon M. Schrader (1), d'une compensation entre la direction 120° des cassures principales et celle des rejets qui les dévient et leur donnent l'aspect de brisures en baïonnette. Les grandes cassures s'aperçoivent bien dans la partie centrale, spécialement dans les plateaux du Mont-Perdu : elles traversent indifféremment les chaînons transversaux et la crête culminante. Il y aurait trois axes principaux de brisure et la vallée d'Arran formerait l'intervalle entre le second et le troisième, tandis que les vallées d'Aure et de Gèdres sépareraient les deux premiers.

Age du soulèvement pyrénéen. Corbières. — De même que les Alpes, les Pyrénées sont le résultat définitif d'efforts de dislocation plusieurs fois renouvelés. Un premier mouvement semble s'être produit avant le dépôt des couches carbonifères, car les assises primaires se montrent concordantes avec les schistes cristallins. Ensuite apparaît, en discordance avec la série précédente, une suite continue qui va de l'étage houiller jusqu'aux couches infracrétacées. Là se place un nouveau mouvement, introduisant une discordance entre la série qui précède et l'ensemble comprenant le crétacé, le garumnien et l'éocène. Encore si ce dernier se montre concordant avec le garumnien, l'absence de toute couche synchronique du suessonien inférieur donne à penser que la période n'a pas dû s'écouler sans quelque trouble. Mais à la fin de l'éocène un grand mouvement se produit, qui donne aux Pyrénées leur principal relief et de même que le soulèvement des Alpes a été précédé par la formation des puissants conglomérats de la mollasse, indices d'un sol que sa mobilité rendait très accessible à l'érosion, de même le soulèvement des Pyrénées a eu pour prélude le dépôt du poudingue de Palassou. Les assises nummulitiques ont été portées à une grande hauteur dans la chaîne pyrénéenne où, sans être sensiblement disloquées, elles atteignent 3246^{m} au Vignemale et 3352^{m} au Mont-Perdu.

Dans les Pyrénées espagnoles, il y a presque toujours concordance absolue

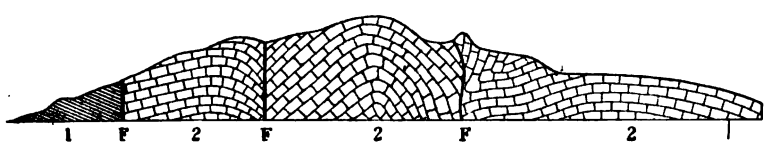

Fig. 597. — Coupe de Salvatierra à Sigues (d'après M. Carez). Longueurs au 50 000e ; hauteurs au 25 000e. 1, marnes bleues ; 2, calcaires, grès et marnes à *Numm. perforata* ; F, F, F, failles.

de stratification entre le crétacé et le tertiaire. En maintes localités, comme dans la Sierra de Guarra (fig. 597), les couches nummulitiques sont relevées jusqu'à

(1) *Comptes rendus*, LXXXVII, p. 807.

Digitized by Google

la verticale (1). C'est pendant les derniers dépôts éocènes qu'ont eu lieu les principales dislocations des Pyrénées; la fin des temps crétacés n'a vu que des mouvements sans grande importance.

Les Corbières paraissent être de date beaucoup plus récente que les Pyrénées. Le miocène inférieur y est relevé, plissé, démantelé et supporte en discordance le miocène supérieur et le pliocène, lesquels offrent aussi quelques indices de relèvement et d'érosion (2).

Auvergne. — On observe en Auvergne les traces d'une dislocation importante, qui a déterminé le plissement de la Limagne et sa séparation en deux bassins par le barrage de Four-la-Brouque et de Saint-Yvoine. D'après M. Julien (3), les couches tertiaires montent jusqu'au sommet de Pradas, à 971^{m} d'altitude et même, à Autrac, près de Blesle, on en observe un lambeau à 1000^{m}. Le barrage de la Limagne est postérieur au dépôt des couches à *Melania aquitanica* et à celui des lignites de Menat. Il date probablement des débuts du soulèvement alpin, dont les premiers efforts auraient causé l'effondrement des lacs miocènes d'Auvergne.

De grandes érosions ont suivi le mouvement du sol. Ainsi M. Julien a constaté que les lambeaux tertiaires qui occupent les plus fortes altitudes sont réduits à l'arkose ou à l'argile quartzeuse, tandis que, plus bas, on observe le calcaire à potamides et que, plus bas encore, ce dernier est recouvert par les marnes à limnées. L'épanchement du basalte des plateaux, qui couronne uniformément tous ces lambeaux, a donc été précédé par un travail considérable d'érosion, dont témoignent aussi les alluvions miocènes à *Hipparion* du Puy Courny.

Morvan, Beaujolais. — Les roches cristallines et éruptives présentent, dans le Morvan, une disposition très frappante en zones parallèles. Cette disposition est la conséquence des plissements O. S. O.-E. N. E., qui ont affecté la contrée; le premier s'est produit entre le dépôt de l'étage anthracifère et celui des couches houillères de Rive-de-Gier. Le second, parallèle au premier, a eu lieu entre les grès rouges permiens et les arkoses triasiques, en produisant les grandes failles de Sincey, du Creusot, de Saint-Léon (4). Par suite de ce mouvement, les grès triasiques se montrent parfois en couches horizontales sur le permien incliné à 45°.

Il résulte des études de M. Michel-Lévy que le Morvan et le Beaujolais forment un ensemble assez homogène, où se répètent un grand nombre de plis, alternativement synclinaux et anticlinaux, alignés du sud-ouest ou nord-est. L'axe des plis anticlinaux est souvent formé par le granite. En outre, de nombreuses failles, dont la direction est perpendiculaire à la précédente, font subir à ces

(1) Carez, *Terrains crétacés et tertiaires du nord de l'Espagne*. Paris, Savy, 1881.
(2) Magnan, *Mém. Soc. géol. de France*, 2e série, t. X.
(3) *Ann. du Club alpin*, 1881, pp. 460, 469.
(4) Michel-Lévy, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VII, pp. 765, 904.

Digitized by Google

plis des rejets marqués. Ces failles, probablement d'âge triasique, sont vraisemblablement liées aux *traverses* qui accidentent le bassin houiller de Blanzy.

Les derniers mouvements importants du Morvan ont eu pour conséquence la production d'un vaste réseau de failles (fig. 598) qui, sur les deux versants est

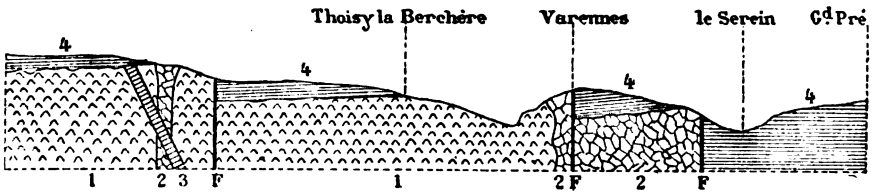

Fig. 598. — Coupe de la bordure orientale du Morvan (d'après MM. Michel-Lévy et Vélain).
1, granite gneissique ; 2, granulite ; 3, porphyre quartzifère ; 4, système liasique ; F, F, F, failles.

et ouest de la région, sépare les terrains stratifiés des roches éruptives (1). Ces failles, qui paraissent n'être que la réouverture de fractures anciennes, jalonnées par des filons porphyriques et quartzeux, n'ont pas affecté les sédiments pliocènes; mais elles ont fait sentir leur action sur les dépôts sidérolithiques et il est probable qu'elles se sont produites à la même époque que les failles du Sancerrois, rapportées par M. Douvillé à la fin de l'éocène.

Les oscillations du sol ont d'ailleurs continué pendant la période miocène, empêchant le dépôt, dans la région, de la mollasse marine et, plus tard, elles ont provoqué l'approfondissement des vallées et le dépôt, à diverses hauteurs, des graviers pliocènes, discordants avec les marnes à lignite de la plaine bressane.

Quant à la dépression de la Bresse, elle paraît dater de la même époque que les failles de la côte châlonnaise, qui ont affecté l'argile à silex. Mais l'âge de cette dernière resterait à préciser. Toutefois il est difficile de méconnaître l'influence du soulèvement jurassien, c'est-à-dire alpin, dans les failles et les plissements presque nord-sud qui affectent la bande jurassique entre le Beaujolais et la vallée de la Saône.

Les directions qui dominent dans les dislocations de la contrée sont 10 à 20°, 50°, et 165 à 170°.

Sancerrois. — En dehors de la région du Morvan, un accident remarquable est celui de la chaîne de collines du Sancerrois. Cette chaîne doit son altitude à une dislocation qui a fait naître plusieurs failles dont la direction générale est N. S. Les failles affectent l'argile à silex éocène, portée à 474^{m} à Humbligny, tandis qu'elle descend à 150^{m} à Neuvy-sur-Barangeon, à 177^{m} au pied de Sancerre. La trouée du Barangeon, dans laquelle pénètrent à la fois les dépôts sidérolithiques et les argiles de la Sologne, semble indiquer que le Sancerrois avait pris son relief avant la fin de l'éocène. Mais, dans la partie orientale, les dislocations que présentent les lambeaux de calcaire lacustre des vallées de la Loire et de l'Aubois, par exemple à la Guerche, montrent qu'il a dû se produire un

(1) Michel-Lévy, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, VII, p. 905.

Digitized by Google

second mouvement avant l'invasion de la mer tongrienne, c'est-à-dire, sans doute, à l'époque du soulèvement pyrénéen (1).

Ardenne, Artois. — Le *ridement de l'Ardenne* paraît dater du silurien inférieur. A cette époque, les couches cambriennes redressées formèrent, comme l'a montré M. Gosselet, deux bassins, celui de Namur et celui de Dinant (fig. 250, page 714). Après le dépôt des couches carbonifères eut lieu le *ridement du Hainaut*. Les assises dévoniennes et houillères, déjà transgressives sur le cambrien, furent d'abord redressées en un pli anticlinal, dont le versant nord se renversa sous la poussée venue du Sud. Cette poussée devint bientôt assez forte pour déterminer, le long de la jonction avec le cambrien, une faille très oblique, sur le plan de laquelle la lèvre méridionale glissa de bas en haut, de manière à venir chevaucher par-dessus la tranche des couches du versant nord.

L'axe de l'Ardenne demeura ainsi émergé, limitant vers le nord l'affleurement des sédiments jurassiques; mais son extrémité occidentale s'affaissa dès le début du crétacé supérieur et la dépression ne fit que s'accentuer jusqu'à la fin du dépôt de la craie. A ce moment, la contrée se souleva de nouveau et le caractère des dépôts éocènes qu'elle a reçus montre que la terre ferme et l'océan y furent pendant longtemps en lutte. Enfin, lors de l'éocène supérieur, probablement à l'époque du gypse parisien, eut lieu le *ridement de l'Artois*. Ce dernier est jalonné par une dislocation, tantôt pli, tantôt faille, qui affecte tous les dépôts éocènes de la région (2). Il est remarquable que cet accident n'ait fait que reproduire la direction des failles, antérieures au trias, qui limitent au sud le terrain houiller du Pas-de-Calais et qui, sans doute, sont contemporaines du ridement du Hainaut. Cette coïncidence prouve une fois de plus combien est ancien le dessin de la plupart des accidents terrestres.

Pays de Bray, Vallée de la Seine, etc. — Il semble naturel de rapporter à la même époque l'accident qui a donné naissance au *ridement du pays de Bray*, orienté 130 à 134°, ainsi qu'aux plis, alternativement synclinaux et anticlinaux, de la vallée de la Seine et des vallées picardes. Tous ces mouvements, qui parfois se résolvent en failles, offrent ce caractère que le versant nord des plis est sensiblement plus incliné que l'autre et les dislocations affectent à la fois le jurassique, le crétacé et l'éocène inférieur. Même il est des cas où le niveau des sables de Fontainebleau paraît influencé dans le même sens (3). Mais il n'est pas certain que cela ne résulte pas d'un autre mouvement, postérieur au premier.

Le Pays de Bray (4) est une déchirure en forme de boutonnière, à travers laquelle le système oolithique apparaît au jour, perçant une couverture de dépôts crétacés. L'axe anticlinal, remarquablement rectiligne, est situé tout près du bord septentrional de la déchirure, qui prend le plus souvent les allures d'une faille

(1) Douvillé, *Notice explic. de la feuille de Bourges.*
(2) Potier, *Association française*, 1874, p. 378.
(3) Dollfus, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IX, p. 112.
(4) De Lapparent, *le Pays de Bray*. Paris, 1879.

Digitized by Google

ou d'un pli très brusque. Les calcaires lithographiques du virgulien s'y trouvent relevés jusqu'à plus de 210m d'altitude, et si les agents d'érosion, profitant des fissures qui n'ont pu manquer de s'ouvrir au-dessus de la clef de voûte, n'avaient pas nivelé la contrée, ne laissant subsister aucune altitude supérieure à 240m, la craie blanche atteindrait, sur le dôme du Bray, une hauteur de 600m au-dessus du niveau de la mer.

Cette dislocation est la ligne culminante d'un système de rides parallèles, qui comprend la vallée de la Seine. Le fleuve serpente, sans jamais s'en écarter beaucoup, autour d'une direction moyenne orientée 130°, exactement comme le Bray, et jalonnée, ainsi que l'a démontré M. Hébert (1), par une série d'accidents caractéristiques, dont les principaux sont les relèvements de Beynes, de Mantes, de Vernon, de Rouen et de Villequier.

Les travaux de MM. Hébert et N. de Mercey ont aussi montré qu'entre la vallée de la Seine et l'Artois, il existe, outre le Bray, plusieurs plis de même direction, à savoir : le pli concave de la vallée de Criel, le pli convexe de la Bresle, le pli concave de la Somme et le pli convexe de l'Authie, au delà duquel on soupçonne encore un pli concave sous la Canche. De plus, une direction presque perpendiculaire à la première est mise en évidence par les relèvements de Rouen à Arras et de Dieppe à Fruges. Enfin, dans toute la Picardie, les nombreuses fentes dont la craie est parsemée laissent voir l'influence de deux systèmes de dislocations dominants (2), celui de la *Basse-Somme*, orienté à Amiens 128°, et celui de la *Basse-Oise*, orienté 52°. Ces deux systèmes conjugués seraient contemporains, mais les actions qu'ils accusent se seraient répétées à diverses reprises pendant le dépôt de la craie et de l'éocène, et les plis n'auraient pris leur forme définitive qu'à la fin de l'époque tertiaire.

§ 3

RÉGIONS ÉTRANGÈRES DIVERSES

Angleterre méridionale. — Le sud de l'Angleterre se fait remarquer par une série de plis parallèles, réunis par M. Barrois (3) sous le nom de *ridement des Downs* et remarquables par la dissymétrie de leurs versants (fig. 599). Dans ces plis, qui doivent être considérés comme le prolongement de l'accident de l'Artois, le

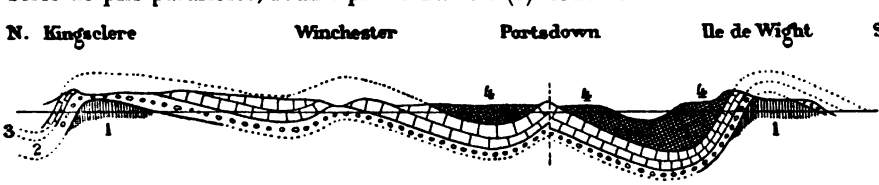

Fig. 599. — Coupe N. S. de Kingsclere à l'île de Wight (d'après M. Ch. Barrois).
1, système infracrétacé ; 2, étages cénomanien et turonien ; 3, étage sénonien ; 4, dépôts tertiaires.

(1) *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXIX, p. 453.
(2) De Mercey, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, IV, p. 560; VIII, p. 422.
(3) *Congrès géologique*, 1878.

Digitized by Google

versant septentrional est partout le plus abrupt et il y a des cas où la ligne de plus grande pente des couches a dépassé la verticale, pour s'incliner vers le sud de 70 ou 80 degrés.

La crête qui limite au nord le Bas-Boulonnais entre Caffiers et le Mont de Couple et celle qui forme la falaise septentrionale de la région wealdienne, à partir de Folkestone, appartiennent à ce système de plissements. Ces deux crêtes, dont les sondages sous-marins ont permis de suivre le raccordement à travers le détroit, dessinent dans leur ensemble une série de lignes parallèles, de plus en plus rejetées vers le nord à mesure qu'on s'avance à l'ouest, chaque rejet correspondant, selon toute vraisemblance, à un accident transversal d'ancienne date, qui a dévié l'effort du ridement N. O.-S. E., en lui imprimant une sorte d'allure en crémaillère.

Apennins. — La chaîne des Apennins, intimement liée à celle des Alpes, dont elle forme le prolongement méridional, n'a cependant pas tout à fait la même histoire. Les assises aquitaniennes y reposent en discordance sur l'étage ligurien (1), où abondent les épanchements ophiolithiques, et souvent elles sont entièrement composées de fragments de serpentine, de gabbro et autres roches liguriennes. Aussi peut-on les regarder comme le résultat d'une sédimentation postérieure aux grands plissements des Apennins, lesquels seraient ainsi du même âge que le soulèvement des Pyrénées.

Telle était d'ailleurs l'opinion d'Élie de Beaumont, qui signalait la direction des Pyrénées comme l'une des principales parmi les Apennins. On lui doit aussi cette remarque importante (2), qu'une ligne un peu sinueuse, menée de Londres aux bouches du Danube parallèlement à la direction *pyrénéo-apennine*, semble avoir été le rivage méridional d'une vaste mer qui, à l'époque tertiaire, couvrait une grande partie du sol de l'Europe; au sud s'étendait un espace continental divisé par des bras de mer et où les montagnes parallèles aux Pyrénées formaient les traits dominants.

A partir de l'aquitanien, suivant la remarque de M. Mayer (3), la portion des Apennins qui domine le littoral de la Ligurie présente, au point de vue des mouvements du sol, la contre-partie exacte de ce qui se passait en Suisse à la même époque; on en jugera par le tableau ci-contre.

Enfin, après l'époque pliocène, un nouveau relèvement des Apennins a porté les marnes subapennines et leurs équivalents siciliens à des altitudes qui dépassent 1000^{m}.

L'Apennin est caractérisé par la grande diversité de ses deux versants, dont l'un abonde en plis et en refoulements, tandis que l'autre présente des déchirures par où les éruptions volcaniques se sont fait jour et est interrompu par des zones d'affaissement.

(1) Taramelli, *Acad. dei Lincei*, 1878.
(2) *Notice sur les systèmes de montagnes*, p. 452.
(3) Mayer in Heim, *Mechanismus*, etc., II, p. 202.

Digitized by Google

ÉPOQUES.	SUISSE.	APENNINS.
Aquitanienne.	Soulèvement.	Affaissement.
Helvétienne inférieure.	Mollasse grise, formation d'eau douce, suivie d'affaissement.	Formation de mer profonde, suivie de soulèvement.
Helvétienne supérieure.	Mollasse marine, suivie de soulèvement.	Formation saumâtre, suivie d'affaissement.
Tortonienne.	Mollasse rouge, formation fluviale.	Form. de mer profonde.
Messinienne.	Mollasse d'eau douce sup^re^. Faciès terrestre.	Dépôts marins dominants.
Pliocène.	Émersion.	Dépôts marins subapennins.

Himalaya. — L'Himalaya, autant que sa structure peut être actuellement connue (1), présente une remarquable analogie avec les Alpes. Tout d'abord, au pied de la chaîne, s'étend une zone de collines *subhimalayennes* (monts Siwalik), formées de couches tertiaires, qui présentent le même phénomène que la mollasse alpine, c'est-à-dire celui d'un axe anticlinal dont le versant nord vient plonger *sous la grande chaîne*. En outre, la mollasse subhimalayenne contient de nombreux conglomérats ayant le caractère d'alluvions fluviales, et leur rapport avec les vallées actuelles semble indiquer que le système orographique et hydrographique général était esquissé avant le dernier soulèvement.

A la zone subhimalayenne succède une première zone calcaire, à *Megalodon* et *Dicerocardium*, où le trias a le facies pélagique. Réunie à la première, cette zone représente une largeur de 130 kilomètres. Ensuite vient une bande de gneiss avec filons de granite, large de 23 kilomètres, à laquelle succède, pendant 90 kilomètres, une série sédimentaire ayant, en gros, la forme d'un pli synclinal. Dans cette bande, qui contient les plus hauts sommets de l'Himalaya, les divers étages sont représentés, depuis le silurien inférieur jusqu'à la craie, et le trias ainsi que le rhétien ont un facies pélagique.

Au delà se présente, sur 55 kilomètres, une zone de chloritoschistes et de micaschistes, avec gabbros et serpentines, s'étendant jusqu'à la vallée de l'Indus, où l'on atteint une large bande de grès nummulitique, qui se poursuit jusqu'au Karakorum. Plus loin se montrent le granite et les schistes cristallins, limitant au sud une zone sédimentaire, caractérisée surtout par l'apparition de la craie, que recouvre le loess de Yarkand.

On voit donc qu'on peut diviser la chaîne himalayenne en zones cristallines, au milieu desquelles une bande sédimentaire, prise entre deux grandes failles, a subi des dislocations et des compressions qui en ont porté la cime à plus de huit mille mètres.

Quant au Thian-Chan, qui rejoint à l'ouest la chaîne de l'Himalaya, sa con-

(1) Stoliczka, *Mem. geol. survey of India*, V; *in* Suess, *Entstehung der Alpen*, p. 131.

Digitized by Google

stitution est analogue et Stoliczka y a constaté l'existence, au pied des hautes chaînes de granite et de syénite, d'une mollasse plongeant vers la montagne, dont la sépare une zone de sédiments pélagiques.

D'après ces données, le grand effort de plissement qui, en Europe, se faisait sentir du S. E. au N. O., c'est-à-dire en venant de la dépression méditerranéenne, aurait agi en Asie du sud au nord, soit à partir de la dépression indienne.

Apalaches. — D'après M. Dana (1), la chaîne des Apalaches se compose de trois systèmes distincts : une chaîne de roches cambriennes, dont le relief était acquis avant la période silurienne ; les montagnes Vertes, dont le soulèvement a marqué la fin des temps siluriens ; enfin les Alleghanys, qui ont pris naissance à la fin de l'époque carbonifère.

Pendant toute la durée des temps primaires, l'emplacement des Alleghanys a été le théâtre d'un affaissement continu, à la faveur duquel ont pu s'accumuler, dans un *géosynclinal*, près de 12000 mètres d'épaisseur de dépôts. Déjà, dans le district des montagnes Vertes, cet affaissement s'était interrompu à la fin de l'époque silurienne inférieure, donnant naissance à un système de dislocations, où l'étage inférieur d'Helderberg repose en discordance sur le silurien inférieur plissé et redressé. Quand l'époque carbonifère prit fin, toute la région des Alleghanys se souleva, les bassins houillers de la Pensylvanie, de Rhode-Island, de la Nouvelle-Écosse, furent plissés et fracturés, en partie renversés, entraînant avec eux, en certains points, les couches sédimentaires sous-jacentes. De cette manière se produisirent des dislocations, aujourd'hui d'autant plus difficiles à analyser, que l'érosion a presque partout fait disparaître la tête des plis. La direction générale des accidents, assez constante dans un même district, se courbe sensiblement à la rencontre du Susquehannah, passant du N. N. E. à l'E. N. E. exactement comme le Jura au voisinage du massif vosgien et le côté le plus roide des plis est celui qui fait face au bassin du Mississipi. De nombreuses failles se sont ouvertes à cette époque et plusieurs ont produit des dénivellations qui dépassent 2000 mètres. Il en est une, dans la Virginie méridionale, qui reproduit les caractères de la faille limite du bassin houiller franco-belge, le calcaire silurien ayant glissé sur le plan incliné de la faille, de manière à recouvrir en discordance l'étage anthracifère régulièrement superposé au dévonien.

D'après une remarque de M. Marcou (2), le système des Alleghanys, qui reproduit d'une manière si remarquable les dislocations de la zone houillère du Hainaut et de la Flandre, coïnciderait exactement en direction avec le *système des Ballons*, qui précisément a plissé le bassin anthracifère de la Basse-Loire.

Montagnes Rocheuses. — La constitution du grand massif des Montagnes Rocheuses est très différente de celle des Alpes (3). Quand on chemine de l'est à

(1) *Manual of Geology*, 1875, p. 750.
(2) *Comptes rendus*, XXXIX, p. 1192.
(3) Ces considérations sont extraites des publications de MM. Dawson, E. S. Dana, Dutton, Gilbert, Grinel, Hayden, King, Powell, Warren, Whitney, dont l'analyse a été fournie à l'auteur par M. Emm. de Margerie.

Digitized by Google

l'ouest, au sud du 42e parallèle, on rencontre d'abord la région des *Grandes Plaines*, où les couches, sensiblement horizontales, s'élèvent, sans déplacements visibles, du niveau de la mer à des altitudes de 2000 mètres, dépassées par les couches pliocènes. De là on passe brusquement à la *Région des Parcs ;* c'est la montagne, séparée des plaines par une bande étroite de sédiments plongeant tous vers ces dernières, tandis que leurs tranches, relevées vers la chaîne, forment des escarpements dits *hogbacks* ou *dos de porc*. A l'intérieur de la chaîne, où les couches sont à peu près concordantes depuis le cambrien jusqu'au crétacé, se montrent des dépressions ou *parcs*, qu'occupent des sédiments peu disloqués. Enfin au delà, et en grande partie dans le bassin du Rio Colorado, se présente la *Région des Plateaux :* c'est, par excellence, le pays des *canons* ou gorges profondes. Les couches y sont horizontales et séparées en véritables *blocs*, que limitent des failles ou des plis monoclinaux, se poursuivant sur de grandes étendues et offrant, suivant les cas, toutes les transitions imaginables entre les plissements et les cassures. C'est dans ce pays que se trouvent les exemples de failles les plus grandioses qui aient encore été décrits. En continuant à cheminer vers l'ouest, on arrive dans la *Région du Grand Bassin*. Les chaînes y sont courtes, séparées par dé larges vallées d'alluvion et on y observe de puissantes coulées volcaniques. Mais ce qui domine est encore, comme dans la région précédente, le type des plates-formes sédimentaires, séparées par des plis monoclinaux.

Ensuite vient la *Sierra Nevada*, chaîne continue, très élevée, principalement granitique, et, avant d'atteindre le Pacifique, il faut franchir la *Chaîne côtière* (*Coast range*), formée de couches crétacées et tertiaires plissées, mais d'une étude difficile à cause de l'uniformité des roches.

La chaîne des Montagnes Rocheuses proprement dites a été soulevée après l'époque crétacée. Depuis le cambrien jusqu'aux lignites de la base du tertiaire, tous les sédiments se présentent en concordance, c'est-à-dire relevés, dans une même région, sous des angles égaux. La même concordance s'observe dans l'Utah, où les dislocations se sont succédé entre l'éocène et le pliocène. Les grandes failles et les plis monoclinaux de l'Utah, dans le voisinage des monts Henry, ont marqué le passage de la craie à l'éocène. Mais les accidents du même genre des hauts plateaux de l'Utah et du *Grand Canon* du Colorado sont beaucoup plus récents, car ils ont affecté les roches volcaniques et les conglomérats pliocènes (1). Dans les monts Wahsatch, l'éocène repose en discordance sur le crétacé ; mais en outre il y a des points où les couches pliocènes sont inclinées à 60°. Enfin la chaîne côtière paraît postéocène et prépliocène. En résumé, les grandes dislocations de l'Amérique occidentale sont de date tertiaire et, en moyenne, d'autant plus récentes qu'on se rapproche du littoral du Pacifique. Les mouvements les plus énergiques seraient ceux qui ont suivi la période crétacée et qui ont été accompagnés par d'abondantes éruptions (2).

(1) Dutton, *High Plateaux of Utah*, 1881.
(2) Stevenson in *Wheeler's Report*, 1875, p. 488.

Digitized by Google

CHAPITRE III

THÉORIE DES DISLOCATIONS TERRESTRES

§ 1

PRINCIPES GÉNÉRAUX DE LA THÉORIE

Relation du phénomène sédimentaire avec le phénomène orogénique. — C'est une particularité digne de remarque que les étages sédimentaires sont, en général, beaucoup plus épais et beaucoup plus continus dans les districts montagneux que dans les pays de plaines (1). Ainsi le versant méridional des Alpes offre une puissante série de dépôts triasiques, jurassiques et crétacés, présentant un caractère pélagique, tandis que, sur le bord septentrional, les mêmes étages n'ont qu'une épaisseur insignifiante, et sont généralement à l'état de formations littorales. Tandis que ces dernières présentent, par le contraste de leurs faunes successives, des éléments de classification assez précis, nous avons vu que, pour le jurassique et l'infracrétacé, parfois même pour le tertiaire, la série biologique alpine était à la fois uniforme et continue, ce qui était encore la source de grandes difficultés pour le classement exact des assises. Ce caractère n'est pas moins marqué dans les Alpes orientales, et M. Stur a montré que, dans la bande calcaire septentrionale de ce dernier massif, le caractère pélagique s'accentuait à mesure qu'on se dirigeait vers le sud. De même, on a pu remarquer plus d'une fois que les faunes alpines, soit dans le permien, soit dans le trias, ou même le rhétien, étaient caractérisées par le retour de formes anciennes (*Orthoceras*, *Retzia*, *Productus*, *Spirigera*), et ce que nous savons aujourd'hui nous autorise à penser que ce privilège de longévité appartient surtout aux espèces d'eau profonde.

Ajoutons que partout où ces sédiments pélagiques, par exemple ceux du trias, ont été observés, que ce soit dans les Carpathes, au Spitzberg, dans l'Himalaya, dans la Cordillière américaine ou en Nouvelle-Zélande, les couches en étaient fortement disloquées (2). La seule région d'Europe où le paléozoïque se montre en couches horizontales est la Russie ; or la série des couches s'y fait remarquer par des lacunes qu'on ne retrouve plus en Scandinavie ou dans la Grande-Bretagne. Il y a donc un rapport nécessaire entre l'état de dislocation d'un massif et les conditions primitives de son dépôt, de telle sorte que, pour un bon nombre de termes de la série sédimentaire, nous avons vu que les mots de *type alpin* et de *type pélagique* pouvaient être regardés comme synonymes.

(1) Suess, *Entstehung der Alpen.*
(2) *Loc. cit.*, p. 102.

Digitized by Google

Ainsi les parties, aujourd'hui si fortement redressées, de la chaîne des Alpes et des autres régions montagneuses correspondent à d'anciennes dépressions qui, pendant une très longue durée, n'ont cessé de s'approfondir. Il est permis d'en conclure que le phénomène orogénique est intimement lié aux causes qui accroissent l'activité de la sédimentation, ce qui n'a d'ailleurs rien de surprenant, car on sait que cette dernière est singulièrement favorisée par la mobilité du sol. On peut dire en résumé que le prélude de la formation d'une chaîne est un affaissement survenu sur l'emplacement même ou dans le voisinage immédiat de cette chaîne future.

Théorie de M. Dana. — C'est ce que M. Dana (1) a exprimé en plaçant, au début d'un mouvement orogénique, la formation d'un *géosynclinal*, c'est-à-dire d'un large pli concave, au fond duquel les sédiments viennent s'accumuler. Tandis que quelques auteurs ont cru que ce mouvement d'affaissement était la conséquence même de l'entassement des dépôts, comme si l'écorce terrestre pouvait avoir assez de flexibilité pour s'enfoncer à mesure que sa surface se charge, M. Dana reconnaît que la formation du géosynclinal dérive d'une cause générale et que c'est elle qui, justement, rend possible l'accumulation des sédiments. Mais il admet, suivant une ancienne suggestion due à Herschell, que cette augmentation d'épaisseur de la croûte a pour objet d'y relever les *isogéothermes* (2); car la température ne pouvant guère varier, soit à la surface de la terre, soit au fond des océans, chaque couche d'une trentaine de mètres relève d'environ 1° la température de l'ancien fond de mer qu'elle recouvre. Cette ascension des isogéothermes, dans un géosynclinal où s'accumulent des milliers de mètres de dépôts, aurait pour conséquence le ramollissement, parfois même la fusion de la base de l'écorce solide, et alors la pression latérale qui a fait naître le géosynclinal continuant à se faire sentir, soulèverait cette zone ramollie en l'écrasant contre l'ancien rivage, depuis longtemps consolidé. De cette manière, les chaînes de montagnes viendraient périodiquement, par une suite de ruptures d'équilibre, s'ajouter les unes aux autres, en accroissant chaque fois le domaine continental. A l'origine, une chaîne se composerait d'une suite de plis synclinaux et anticlinaux; mais ces derniers, disloqués à la clef de voûte, seraient facilement attaqués par les agents d'érosion et disparaîtraient les premiers; au contraire, les plis synclinaux, où les couches ont été fortement serrées les unes contre les autres et parfois renversées, offriraient assez de résistance pour demeurer, à la fin, à l'état de cimes culminantes; de la sorte, une chaîne d'ancienne date mériterait le nom de *synclinorium* (3).

Tendance naturelle au ridement. Théorie d'Élie de Beaumont. — En traitant de la répartition des isogéothermes, nous avons déjà montré (4) comment, en vertu même de l'accroissement de la température avec la profondeur,

(1) *Manual of Geology*, 1875, p. 748.
(2) V. *antè*, p. 382.
(3) Dana, *op. cit.*, p. 749.
(4) V. *antè*, p. 383.

Digitized by Google

les parties situées sous les chaînes de montagnes doivent être les *zones faibles* de l'écorce, tandis que celles qui forment le fond des mers en constituent plutôt les *zones résistantes*. Il est donc difficile de comprendre le rôle que peut jouer ici l'ascension des isogéothermes sous l'influence des sédiments accumulés, alors que, déjà, les conditions voulues pour une rupture d'équilibre sont réalisées sur le bord du bassin en voie d'affaissement. L'intervention de cette nouvelle cause de mobilité nous semble tout à fait inutile et il suffit pleinement, pour expliquer le phénomène orogénique, de cette tendance primordiale au ridement, dont l'affaissement du bassin sédimentaire est l'évidente manifestation.

Depuis longtemps cette tendance a été définie par Élie de Beaumont et nous ne saurions mieux faire que de reproduire textuellement les termes dont il s'est servi (1) :

« Le phénomène lent et continu du refroidissement de la terre occasionne une diminution progressive de son rayon moyen et cette diminution détermine dans les différents points de sa surface un mouvement centripète qui, en rapprochant chacun d'eux du centre, l'abaisse par degrés insensibles au-dessous de sa position initiale. Ce mouvement centripète est, à la vérité, contrarié partiellement et temporairement, pour certaines parties de la surface, par les bossellements lents occasionnés par l'ampleur surabondante de l'écorce ; mais, à la longue, il doit finir par prévaloir universellement. Le peu d'épaisseur de la croûte du globe, la faiblesse de sa courbure et le nombre indéfini de ses fissures s'opposent à ce qu'on admette que cette croûte puisse se maintenir sans appuis ; son poids l'a donc tenue constamment appliquée sur le liquide intérieur. Ce liquide intérieur n'étant plus assez volumineux pour pouvoir la remplir et pour la soutenir partout, si elle avait conservé sa figure sphéroïdale régulière, qui correspond à un maximum de capacité, elle s'est écartée par degrés de cette figure en se bosselant légèrement. Mais un pareil bossellement ne pouvait avoir lieu sans que certaines parties de l'enveloppe éprouvassent une compression, d'autres une extension ; sans que les diverses colonnes de la masse liquide intérieure changeassent respectivement de longueur.

« Tant que la déformation a été excessivement petite, la résistance de l'écorce solide a pu contrebalancer toutes ces causes de rupture ou d'écrasement. Mais comme ces causes sont devenues nécessairement de plus en plus intenses à mesure que la déformation est devenue de plus en plus grande par le progrès du refroidissement, une *débâcle* a fini par devenir inévitable. La tendance de la masse entière à revenir à une figure à peu près sphéroïdale a fait naître un système de forces graduellement croissantes, qui ont fini par réduire l'écorce de la planète à diminuer son ampleur incommode par la formation d'une sorte de *rempli*. Un pareil rempli ne peut avoir une forme plus simple, plus en harmonie avec la figure sphéroïdale et avec le principe de la moindre action ou de la moindre consommation de force vive, que celle d'un fuseau

(1) *Notice sur les systèmes de montagnes*, pp. 1237 et suivantes.

Digitized by Google

comprimé latéralement. La formation de chacun des systèmes de montagnes me paraît, en effet, pouvoir s'expliquer par la compression latérale subite d'un fuseau de l'écorce terrestre. Les matières que la compression transversale a forcées à chercher une issue au dehors ont passé à travers la surface auparavant unie du terrain (comme le doigt à travers une boutonnière), mais en crevant de bas en haut les assises superficielles, pour former des intumescences allongées. C'est là, si je ne me trompe, le sens dans lequel on emploie habituellement le mot *soulèvement*. Dans ce phénomène, il faut distinguer le soulèvement *relatif* rapporté au niveau de la mer et le soulèvement *absolu* rapporté au centre de la terre. Lorsque les montagnes ont pris leur relief au-dessus de la surface générale du globe, leurs cimes se sont écartées du centre de la terre, parce que le mouvement de propulsion vers l'extérieur qui les a mises en saillie a surpassé le mouvement général de rétrocession de l'ensemble de la surface vers le centre, d'où il suit que le mot de soulèvement, appliqué à leur mode de formation, est vrai dans un sens absolu aussi bien que relatif. »

C'est en 1852 que ces pages magistrales ont été publiées, et depuis lors il ne nous semble pas que rien soit survenu qui en doive faire modifier une seule ligne. La théorie des soulèvements a été si souvent dénaturée ou mal comprise, qu'il nous a paru tout à fait opportun de reproduire cet exposé de doctrine, où se trouve si clairement affirmé le rôle des affaissements généraux et des compressions latérales, que plus d'un auteur s'est efforcé de faire prévaloir comme une sorte d'invention nouvelle, *opposée* à l'idée des soulèvements. C'était se donner une peine bien inutile, et il n'est que juste de restituer, à l'illustre auteur de la *Notice sur les systèmes de montagnes*, l'honneur d'une théorie que nul n'a exposée avec plus de justesse ni de largeur que lui.

Formation du rempli. Ruptures d'équilibre. — Ce *rempli*, pour nous servir de l'expression du maître, par lequel l'écorce terrestre cherche à diminuer son ampleur, comprend deux choses : une dépression et une saillie se faisant face, suivant la loi que nous avons déjà exposée en partant d'autres considérations (1). C'est la dépression qui se produit la première, en donnant naissance au *géosynclinal* de M. Dana. A peine, d'abord, la crête en est-elle émergée ; à chaque effort qu'elle fait pour s'élever, le travail des vagues s'acharne contre elle et en disperse les matériaux sur le bord du bassin en voie d'approfondissement. Cependant un jour vient où les mêmes forces qui déterminent ce mouvement, aidées, peut-être, par la moindre résistance de l'écorce *au-dessous de la crête*, ont assez de puissance pour élever cette dernière à une grande hauteur, et alors une chaîne de montagnes est formée. Elle subsistera aussi longtemps que les agents atmosphériques, profitant des mille dislocations de sa surface, n'en auront pas éparpillé les éléments dans les plaines basses et les vallées.

Mais cette rupture d'équilibre n'aura satisfait que pour un temps aux nécessités de l'écorce. Bientôt, sans doute, au large de cette région, désormais consolidée

(1) V. *antè*, pp. 79, 466.

Digitized by Google

par les efforts mêmes de compression qu'elle a subis, peut-être aussi par les roches éruptives injectées dans ses fissures, une nouvelle dépression s'accentuera, destinée à finir un jour par une nouvelle débâcle. C'est alors que, sur les flancs du massif de roches primitives antérieurement émergé, les sédiments épais du littoral et les couches pélagiques du premier bassin apparaîtront à leur tour et viendront former en avant une chaîne plus jeune. L'effort nécessaire aura été plus énergique, parce que l'épaisseur de l'écorce s'est accrue dans l'intervalle. Aussi la dernière chaîne dominera sans doute la première, et d'autant plus que de celle-ci il ne reste peut-être que des lambeaux.

Telle paraît être la formule générale du phénomène orogénique. On voit qu'il se prépare de longue date et il est permis de dire que le plan en est déjà tracé lorsque les premiers îlots de terrain primitif émergent au milieu de l'océan cambrien. Dès que chacun d'eux est constitué, son bord faisant face à la mer marque une zone faible de l'écorce, peut-être une cassure dont l'une des parois continuera à glisser sur l'autre et le long de laquelle l'activité sédimentaire est assurée. C'est donc là que, plus tard, se heurtera l'effort de compression latérale venant du large. Quand surviendra la résolution de cet effort, c'est-à-dire, ce qu'on peut appeler la *catastrophe* (à la condition de ne pas considérer le phénomène comme absolument *instantané*) (1), les choses se passeront différemment suivant la résistance des roches affectées par le plissement de la crête du rempli. Mais, si plastiques qu'elles soient, il est inévitable que, dans cette partie dilatée, des ruptures se produisent, divisant la masse en voussoirs séparés par des failles et destinés à *jouer* les uns par rapport aux autres pendant que se produit l'effort transversal d'écrasement; et dans ce jeu mutuel réside le secret des dislocations si variées dont les montagnes nous offrent le spectacle.

Direction des chaînes. — La direction d'une chaîne est déterminée par le grand axe de la dépression qui forme la base du rempli et c'est transversalement à cette direction que doit, en général, se propager l'effort de dislocation. S'il ne rencontre sur sa route aucun obstacle, son action se traduira, suivant les cas, par des plis et des cassures parallèles. Mais s'il arrive que, sur son chemin, se présentent des massifs plus résistants, l'effort, en butant contre ces zones rigides, devra éprouver une déviation; les sédiments plus ou moins plastiques de la surface, serrés contre ces obstacles, s'y relèveront en plis ou en failles à gradins, suivant une direction sensiblement parallèle au front de la zone résistante et ainsi un même effort donnera lieu à des systèmes d'accidents pouvant différer beaucoup par leurs alignements, comme c'est le cas pour le Jura et les Alpes.

Les chaînes de montagnes déjà formées figurent nécessairement parmi les zones rigides de l'écorce; car les couches y sont devenues compactes en raison des efforts qu'elles ont subis et la pression y a souvent relevé, à de grandes hau-

(1) C'est l'erreur répandue par F. Arago, qui, en popularisant, dès son apparition, la théorie des soulèvements, a laissé croire, bien contrairement aux vues de son auteur, que les montagnes avaient dû *pousser comme des champignons*.

Digitized by Google

teurs, les massifs cristallins rigides, autrefois enfouis dans la profondeur. Aussi ne voit-on jamais deux chaînes de montagnes se traverser mutuellement (1).

Dissymétrie des ridements. — Puisque l'effort orogénique se résume dans la tendance à la formation d'un rempli, cet effort ne peut qu'exceptionnellement donner naissance à de grands plis anticlinaux avec versants d'égale pente. Le refoulement doit tendre à faire naître des plis dissymétriques et celui des versants de la région soulevée qui fait face à l'ancienne dépression, d'où vient la poussée latérale, est destiné à rester beaucoup plus abrupt. C'est aussi de ce côté que devront se produire les plus importantes fractures et que, s'il y a lieu, les roches éruptives tendront à se faire jour, poussées au dehors par l'effort qui comprime l'écorce.

C'est de cette manière, en effet, que les choses se sont passées en beaucoup de points. Nous n'avons qu'à rappeler ce que nous avons dit au début sur la dissymétrie remarquable de presque toutes les chaînes de montagnes, le Jura, les Alpes lombardes, les Pyrénées, l'Himalaya (2). Le Balkan se termine au sud en un versant abrupt, dont le pied est formé par une grande faille, qu'on peut suivre sur une étendue considérable et qui est jalonnée par une ligne presque ininterrompue d'épanchements éruptifs (3). De même, le versant méridional abrupt de la chaîne des Alpes est beaucoup plus riche en roches éruptives que le versant nord, où l'altitude s'abaisse graduellement par ondulations successives. Enfin c'est sur le versant le plus raide des Andes et des chaînes qui composent les Montagnes Rocheuses que les phénomènes volcaniques se sont manifestés avec le plus d'intensité.

Hauteur des chaînes. — Remarquons maintenant que la hauteur absolue des chaînes n'est pas un criterium suffisant pour juger de l'intensité de l'effort qui a déterminé leur soulèvement. En effet, puisque le phénomène orogénique a dû affecter une certaine durée, les rides les plus anciennes ont eu plus à souffrir que les autres de la part des agents d'érosion. Tel massif cristallin, aujourd'hui couronné par quelques lambeaux de couches sédimentaires, en portait peut-être autrefois une puissante couverture, que l'érosion a eu le temps de faire disparaître. Il est donc très possible que certaines chaînes, telles que les Alpes, le Caucase et l'Himalaya, doivent à leur jeunesse relative le privilège qu'elles ont de dépasser en hauteur les Pyrénées, exposées depuis un temps beaucoup plus long aux attaques extérieures. Néanmoins il convient de reconnaître que, plus l'écorce terrestre devient épaisse et plus la *débâcle* qui termine un effort orogénique doit être énergique. Cette seule cause pourrait donc suffire pour expliquer le privilège d'altitude des chaînes les plus modernes.

Localisation de l'effort orogénique. — L'effort nécessaire à la formation d'un rempli ne peut se faire sentir à la fois sur toute la surface du globe. Il se

(1) Heim, *op. cit.*, p. 220.
(2) V. *antè*, p. 78.
(3) Hochstetter *in* Suess, *Entstehung der Alpen*, p. 47.

Digitized by Google

concentre dans une zone déterminée qui, sur une sphère homogène et non encore découpée en segments par des dislocations antérieures, ne semble pas susceptible de prendre une autre forme que celle d'un *fuseau*. Quant à l'amplitude de ce fuseau, l'observation prouve que jamais elle n'atteint le dixième de la surface de la sphère. Les accidents orogéniques sont donc essentiellement limités sous le rapport de l'amplitude et les discordances qu'ils introduisent ne peuvent avoir d'effet en dehors de la zone du fuseau comprimé.

C'est ce qu'Élie de Beaumont a toujours reconnu, comme il résulte des lignes suivantes : « Si l'on suit deux formations à des distances plus ou moins considérables des points où la discordance de stratification se manifeste, on trouve les secondes posées sur les premières en stratification parfaitement concordante (voir fig. 156, page 651) et même liées à elles par un passage plus ou moins graduel, qui prouve que le changement survenu dans la nature du dépôt s'est opéré sans que le phénomène de la sédimentation ait été suspendu (1). » Le terme de *Révolutions*, dont on s'est si souvent servi pour désigner le trouble apporté dans l'histoire du globe par le redressement des montagnes, doit donc être entendu dans un sens restreint et ce n'est jamais que sur une fraction de la surface terrestre que la perturbation qui en résulte manifeste ses effets. Telle n'est pas, sans doute, la manière de voir qui a régné dans la science au début de ce siècle; mais la lumière est faite à cet égard et personne n'admet plus aujourd'hui de ces catastrophes successives dont chacune aurait entraîné le complet renouvellement des organismes sur notre planète.

Conséquences de la durée du phénomène orogénique. — Le soulèvement d'une chaîne étant l'œuvre d'un effort progressif (bien que rapide, relativement à la durée habituelle des périodes géologiques), à mesure que le sol se soulève, les agents extérieurs, dont la puissance est proportionnelle aux différences de niveau dont ils disposent, doivent immédiatement s'appliquer à l'attaque par érosion du terrain émergé. Ce dernier s'y prête d'ailleurs par les innombrables fractures que les efforts de dislocation n'ont pu manquer d'y faire naître, et ainsi le travail du creusement des vallées doit commencer, dans les montagnes, aussitôt que le phénomène orogénique a produit une émersion suffisante. Il peut donc y avoir des vallées de très ancienne date. De ce nombre sont probablement la plupart de ces *vallées transversales* (2) qui, prenant naissance dans l'axe cristallin d'une chaîne, traversent ensuite, dans une gorge étroite, des chaînes secondaires souvent très éloignées de la première. Ce phénomène a été étudié par M. Tietze dans les Carpathes et en Perse, où il paraît impossible à expliquer, soit par les érosions actuelles, soit par des fractures préexistantes. Plusieurs vallées pyrénéennes peuvent ainsi dater d'une assez haute antiquité, de telle sorte que leur formation définitive aurait été traversée par de nombreux incidents géologiques.

(1) *Notice sur les systèmes de montagnes*, p. 7.
(2) Tietze, *Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt*, 1878, XXVIII, p. 581.

Digitized by Google

De là résulte une conséquence, très bien mise en lumière par M. Heim (1): c'est que beaucoup des grands lacs de la Suisse et des pays de montagnes peuvent avoir été produits par des mouvements du sol, survenus pendant la formation des vallées. Les grands lacs résultant de barrages glaciaires ou torrentiels ne s'observent que dans les parties tout à fait extérieures des chaînes, où le travail de l'érosion parvenait toujours à marcher de pair avec celui du soulèvement. Mais, dans l'intérieur, quand l'effort des dislocations a pris l'avance, la pente naturelle a pu se trouver parfois rompue et des lacs ont dû se former.

Ancienneté des détails du relief terrestre. — Les considérations qui précèdent ne font du reste que mettre en lumière quelques cas particuliers d'une loi très générale, celle de l'*ancienneté de la plupart des détails du relief terrestre*. Nous avons vu comment, dans le nord de la France, les failles post-éocènes de l'Artois n'étaient que des réouvertures des anciennes fentes post-carbonifères du Hainaut. Rien ne serait plus facile que de multiplier les exemples de ces coïncidences. Ainsi, en Auvergne, le bord de la fente par laquelle le granite de la Haute-Dordogne s'était épanché entre le micaschiste et le gneiss est devenu, plus tard, une région d'affaissement, dans laquelle s'est formée cette longue bande de sédiments houillers qui s'étend des environs de Mauriac jusque dans l'Allier et même au delà. Postérieurement, une dislocation s'est produite le long de cette bande, engloutissant les assises houillères et leur faisant subir les dérangements et les torsions les plus bizarres. C'est aussi sur une ligne de fente granitique que sont venus s'échelonner les cratères volcaniques de la chaîne des Puys, et c'est l'allure rectiligne du bord oriental du Plateau central qui a préparé de longue date la direction de la vallée du Rhône et de la Saône.

On commettrait donc une grave erreur si, dans l'allure qu'affectent aujourd'hui les détails de l'orographie et de l'hydrographie, on négligeait la part qui peut revenir aux phénomènes dynamiques des âges antérieurs. Chacune des dislocations de la surface terrestre est une *résultante*, influencée dans sa direction et son intensité par un certain nombre d'éléments plus anciens, dont il importe au géologue de savoir retrouver les traces, quelque voilées qu'elles puissent être.

Permanence possible de l'effort orogénique. — Enfin, si le phénomène orogénique a bien la nature que nous lui attribuons, on peut se demander pourquoi son œuvre ne se poursuivrait pas même pendant les périodes d'équilibre relatif. Nous avons vu qu'il y a de sérieuses raisons de penser que, de nos jours, l'écorce terrestre subit en divers points des mouvements en sens contraires. Ces mouvements sont faciles à constater sur les rivages maritimes, grâce à la surface de repère que fournit l'Océan. Mais on peut croire qu'il s'en produit d'analogues dans les régions montagneuses. D'après certains récits, quelques villages de Suisse sont devenus visibles de points d'où il était autrefois impossible de les apercevoir et, sans nier que les tassements et les éboulements puissent amener des résultats de ce genre, il est permis de penser que la cause

(1) *Mechanismus*, etc., II, p. 231.

Digitized by Google

en est parfois plus profonde. Peut-être parviendra-t-on, par des nivellements précis, à mettre le phénomène en évidence. Pour nous, en réfléchissant que les tremblements de terre sont plus fréquents le long des chaînes de montagnes, si bien que nous avons été amené (1) à les considérer, avec MM. Heim, Suess et Dana, comme une des manifestations de l'effort orogénique, nous ne faisons aucune difficulté d'admettre que cet effort, se poursuivant en dehors des périodes de débâcles, est capable de se traduire par des mouvements devenant appréciables à la longue.

Rapports mutuels des phénomènes orogéniques et des phénomènes éruptifs. — On a pu remarquer, dans l'étude que nous avons consacrée aux massifs éruptifs, que les roches d'origine interne, aussi bien celles de la série ancienne que celles de la série moderne, apparaissent beaucoup moins dans les grandes chaînes de montagnes que dans les îlots de terrain primitif, que tout nous porte à considérer comme ayant formé les premiers noyaux de nos continents. Ainsi le Plateau Central, le Morvan, les Vosges, la Forêt Noire, l'Armorique, l'Esterel, la Saxe, la Scandinavie, se montrent très riches en granites franchement éruptifs, en granulites et en roches porphyriques ou mélaphyriques diverses. En revanche, la chaîne centrale des Alpes ne laisse guère voir que le granite qu'on peut appeler fondamental et qui passe par transitions insensibles au gneiss. Les porphyres y font presque entièrement défaut et il s'y trouve peu de roches franchement éruptives en dehors des euphotides et des serpentines. Encore apparaissent-elles sur le bord seul du massif.

De même, à l'exception des ophites, les Pyrénées sont très pauvres en roches internes et les variétés granitiques qui se montrent dans le noyau de la chaîne sont d'une date bien antérieure aux premiers essais de formation de celle-ci.

Quant aux épanchements volcaniques modernes, complètement absents des deux grandes chaînes des Alpes et des Pyrénées, ainsi que de celle des monts Scandinaves, ils abondent en Auvergne, au voisinage des Vosges, en Écosse, en Bohême, et on en retrouve des traces dans le Morvan ainsi qu'autour de l'Esterel et aux abords de la Montagne Noire.

Si ces faits ne sont pas particuliers à l'Europe (et il semble que les chaînes himalayennes justifient la même conclusion), il en résulterait que les manifestations éruptives se tiennent en général à une certaine distance *en avant* des montagnes en voie de formation. Tandis que ces dernières occupent des *régions de plissement* sur le bord d'anciennes *zones de dépression*, les roches éruptives recherchent les *régions de fracture*, qu'il est naturel de trouver dans les massifs rigides d'ancienne consolidation.

Mais les deux phénomènes n'en sont pas moins concomitants. Ainsi les éruptions de roches vertes, probablement de nature boueuse, ont accompagné, à la fin de l'éocène, le soulèvement pyrénéo-apennin. L'activité volcanique s'est éveillée, en Auvergne, dans le Siebengebirge, en Hongrie, etc., au moment où

(1) V. *antè*, p. 511.

Digitized by Google

commençaient les premières convulsions alpines, si bien accusées par la manière d'être des sédiments mollassiques. Enfin le paroxysme volcanique a coïncidé avec le pliocène, c'est-à-dire avec le moment où les Alpes venaient d'acquérir leur relief définitif.

§ 2

EXPÉRIENCES RELATIVES AUX DISLOCATIONS. MÉTAMORPHISME MÉCANIQUE

Idée fondamentale des expériences. — L'idée générale du *rempli*, avec les cassures, les glissements et les écrasements latéraux qui en sont la suite, rend compte implicitement de tous les genres de dislocations dont les couches de l'écorce sont affectées. Il n'en importe pas moins de préciser davantage l'analyse de ces accidents, afin de reconnaître, s'il est possible, à quelles causes doit être attribuée leur infinie variété. C'est ici que l'expérience vient utilement à l'aide de l'observation et du raisonnement ; mais avant d'indiquer les résultats auxquels elle conduit, il ne sera pas hors de propos de rappeler comment cette idée s'est peu à peu introduite dans la science.

C'est dans les travaux de Descartes qu'on trouve le premier germe de la notion si simple des écrasements latéraux. Voici ce qu'écrivait en 1644 ce grand philosophe, dans un passage où il représentait la surface terrestre par une couche *E*, superposée à une autre couche *C*. « Or, y ayant plusieurs fentes dans le corps *E*, lesquelles s'augmentaient de plus en plus, elles sont enfin devenues si grandes qu'il n'a pu se soutenir plus longtemps par la liaison de ses parties, et que la voûte qu'il composait se crevant tout d'un coup, sa pesanteur l'a fait tomber en grandes pièces sur la superficie du corps *C* ; mais parce que cette superficie n'était pas assez large pour recevoir toutes les pièces de ce corps en la même situation qu'elles avaient été auparavant, il a fallu que quelques-unes soient tombées de côté et se soient appuyées les unes contre les autres (1) ». De son côté, en 1795, parlant de la structure des montagnes voisines de Grindelwald, Saussure y voyait « un bel exemple des refoulements, que je regarde comme la cause générale du redressement des couches originairement horizontales (2) ».

C'est en 1813 que sir James Hall imagina de vérifier cette conception par des expériences demeurées célèbres (3). Il empilait sur une table des morceaux d'étoffes diverses, laine, coton ou toile et les comprimait latéralement, après avoir chargé d'un poids leur surface supérieure. D'autres fois il employait des couches d'argile et réussissait à leur donner des formes contournées, offrant beaucoup d'analogie avec celles de certaines régions disloquées d'Écosse. En

(1) *Œuvres de Descartes*. Paris, 1824, t. III, p. 366, § 42. — Cité par Alph. Favre, *Bibl. univ. de Genève, Arch. des sciences*, LXII, p. 197.
(2) *Voyages*, § 1677, in Alph. Favre, *loc. cit.*
(3) *Transactions of the Royal Soc. of Edinburgh*, VII, 1813.

Digitized by Google

1878, M. Alphonse Favre devait obtenir le même succès en remplaçant la compression latérale directe par le retrait d'une bande de caoutchouc préalablement étirée et à laquelle adhéraient des couches de terre glaise. La surface de cette glaise, laissée libre, prenait des formes semblables à celles qu'on remarque dans les pays à stratification bouleversée.

Expériences de M. Daubrée. — Mais les expériences les plus nombreuses et les plus variées sont celles dont M. Daubrée, dans cette même année 1878, a fait connaître les résultats à l'Académie des sciences (1). L'auteur s'est d'abord occupé de prouver que, malgré leur apparente rigidité, les couches terrestres obéissaient aux efforts de compression comme pourraient le faire des substances plastiques. En se servant de la machine avec laquelle M. Tresca avait déterminé l'*écoulement* de divers corps solides, M. Daubrée a mis en évidence les changements de structure et les déformations auxquelles la compression donne lieu. Dans les corps suffisamment malléables, il naît un *feuilleté* suivant des plans perpendiculaires à la direction de l'effort, ou, ce qui revient au même, parallèlement à la direction dans laquelle les molécules peuvent s'échapper, s'il y a un orifice de sortie. Ce *laminage* entraîne le *tronçonnement* des corps solides, s'il en existe, expliquant ainsi les bélemnites tronçonnées du lias des Alpes, avec leurs fragments ressoudés par du quartz ou de la calcite. En même temps le mica ou les minéraux en menus fragments qu'on a mélangés au préalable à la pâte plastique s'y alignent en faisant naître de véritables schistes.

C'est sans doute au laminage dont la formation des montagnes a été accompagnée qu'est due la *division en bancs*, si fréquente non seulement dans les gneiss et les schistes cristallins, mais encore dans un grand nombre de massifs granitiques. Cette division est parfois si régulière, qu'on a été tenté d'y voir un indice de stratification. Mais, dans le granite, il est visible que ce phénomène purement mécanique ne correspond à aucune orientation spéciale des éléments minéralogiques et, dans les schistes cristallins, par exemple dans les schistes protoginiques des Alpes occidentales, on peut s'assurer que la division en strates, poussée presque jusqu'au *feuilleté*, est souvent indépendante de la stratification véritable, facile à apprécier par la succession des zones d'inégale composition.

La structure *en éventail*, là où elle ne résulte pas d'un pli dénudé, peut aussi trouver son explication dans le laminage d'une masse rocheuse, poussée à travers une sorte de boutonnière, produisant sur elle l'effet d'un lien sur une gerbe.

Plasticité des corps solides. — En somme il n'est aucun corps qui, soumis à une pression suffisante, se montre rebelle aux efforts de ploiement. Cela résulte-t-il, comme le pense M. Heim, d'une plasticité *intrinsèque*, que toutes les roches pourraient acquérir dans la profondeur, en raison de la pression qu'elles

(1) *Comptes rendus*, 25 mars, 8 et 15 avril 1878. — Voir aussi *Études synthétiques de Géologie expérimentale*.

Digitized by Google

supportent, de leur état calorifique, de l'eau qu'elles contiennent et des éléments argileux qui s'y trouvent en plus ou moins grande proportion? Ou bien faut-il admettre, comme M. Gümbel a cherché à le prouver par des observations microscopiques (1), que l'écrasement réduit les roches dures, sans les ramollir, en une infinité de menus fragments, qui deviennent aptes à glisser les uns sur les autres? En ce qui concerne le phénomène des plissements, la chose n'offre qu'un intérêt secondaire, le résultat, quel qu'en soit le mécanisme, étant indéniable.

Causes de la variété des plis. — Quant aux nombreuses variétés dont les plis sont susceptibles, M. Daubrée a montré comment elles peuvent dépendre de l'épaisseur des couches, du poids qu'elles supportent et de la manière dont on fait agir la pression. Ainsi une lame flexible d'épaisseur uniforme, suivant

Fig. 600. — Effets de la compression latérale sur une lame flexible d'épaisseur uniforme (d'après M. Daubrée).

I, II, III, effets successifs de la compression sur la lame uniformément chargée ; IV, V, effets successifs de la compression sur la lame plus chargée en A qu'en B.

qu'elle est également ou inégalement chargée en tous ses points, prend les formes représentées dans la figure 600, tandis que la figure 601 fait connaître les plis que détermine la compression latérale d'une lame amincie, soit au

Fig. 601. — Effets de la compression latérale sur une lame flexible d'épaisseur inégale (d'après M. Daubrée).

I, II, III, compression d'une lame amincie à une extrémité ; IV, V, compression d'une lame amincie en son milieu.

centre, soit à l'une de ses extrémités. Comme d'ailleurs rien n'est plus variable que l'épaisseur des couches sédimentaires ou le poids qu'elles ont à supporter en chaque point, on conçoit sans peine qu'un même massif montagneux puisse offrir tous les modes de plissement représentés par la figure 583 (2).

Origine de l'effort naturel de compression. — Remarquons maintenant que, dans les expériences de M. Daubrée, la compression latérale a été exercée directement, tandis que, dans celles de M. Alph. Favre, elle résultait du retrait d'une bande élastique, supportant les couches flexibles. On aurait obtenu le même effet par la chute d'un paquet de matières plastiques dans une cassure dont les parois eussent été en se rapprochant dans la profondeur. C'est ainsi que, sur le flanc des collines qui entourent Paris, les glaises jaunes et vertes, en s'effondrant dans les cavités produites par l'écroulement des anciennes plâtrières, affectent des contournements en tout comparables à ceux qu'on observe dans les montagnes.

(1) *Geognost. Mittheilungen aus den Alpen*, VII, in Ernest Favre, *Revue géol. suisse*, XI, p. 34.
(2) V. *antè*, p. 1197.

Digitized by Google

En résumé, la compression latérale est *celle des résultantes de l'effort orogénique qui produit les effets de plissement;* mais l'effort total est plus complexe et nous ne saurions nous associer à l'exclusivisme de ceux qui veulent voir, dans cette compression, la force primordiale et unique à l'œuvre dans le phénomène des montagnes. Sans doute, c'est bien une action horizontale de refoulement qui donne naissance au *rempli;* mais les cassures dont la formation de ce dernier est forcément accompagnée et le jeu mutuel des voussoirs limités par ces cassures nous paraissent être des causes beaucoup plus immédiates des contournements, *toujours localisés*, qu'on observe dans les massifs montagneux. N'est-ce point ce qui se passe dans les Alpes, où les plissements, rares dans les grandes zones de terrain primitif, abondent au contraire partout où un paquet de couches sédimentaires s'est trouvé *pincé* entre deux failles ou dans un repli des schistes cristallins ? De cette manière, les cassures deviennent la partie essentielle du phénomène orogénique, et là encore nous ne pouvons que nous rallier à la formule énoncée par Élie de Beaumont lorsqu'il écrivait : « Les fractures opérées dans la croûte extérieure du globe ont déterminé l'élévation et le redressement des couches dont cette croûte se compose, et les arêtes de ces couches brisées et redressées sont devenues les crêtes de ces aspérités de la surface du globe qu'on nomme chaînes de montagnes (1). »

Diminution du rayon du globe. — L'écorce terrestre ne peut pas se rider sans que le rayon moyen du globe diminue. M. Heim a cherché à évaluer approximativement cette diminution (2). Ses observations sur les plissements des Alpes le conduisent à admettre que le massif a perdu au plus 120 kilomètres de sa largeur par l'effet du refoulement. Il en résulterait, de ce chef, pour la circonférence terrestre, une diminution de 0,002998. En admettant que l'ensemble des montagnes situées sur le méridien moyen des Alpes représente environ deux fois la valeur de ces dernières, la perte totale serait de 0,009, ce qui diminuerait le rayon terrestre dans la même proportion, en lui faisant perdre à peu près 57 kilomètres.

Mais on peut penser que ce nombre est un maximum ; en effet, lorsque les plissements résultent de la chute d'un paquet de couches stratifiées entre les deux lèvres d'une cassure (et nous croyons que ce cas s'est très fréquemment produit), il ne serait nullement légitime de restituer *à l'ensemble de l'écorce* la perte par contraction que ce paquet peut avoir éprouvée. Car il représente la concentration, sur un espace restreint, d'assises *appelées*, peut-on dire, de droite et de gauche par l'effondrement, après avoir glissé sur un substratum moins flexible, lequel a pu demeurer en place sans éprouver de réduction notable.

Métamorphisme mécanique. — L'action orogénique ne se borne pas à produire des effets mécaniques. Elle est aussi une cause puissante et longtemps méconnue de métamorphisme. On connaît l'expérience classique de James Hall

(1) *Notice sur les systèmes de montagnes*, p. 11.
(2) Heim, *Mechanismus der Gebirgsbildung*, II, p. 214.

Digitized by Google

qui, ayant mis, dans un tube solidement bouché, de l'eau et de la craie, obtint, après l'application d'une chaleur intense, un morceau de marbre, c'est-à-dire de calcite cristallisée. Les trois facteurs à l'œuvre dans cette expérience étaient la chaleur, l'eau et la pression. Or aucun d'eux ne fait défaut lors des mouvements orogéniques. Les couches y supportent des pressions considérables ; l'eau imprègne leur masse à toutes les profondeurs et, quand se produisent les *débâcles*, le glissement mutuel des couches ou des particules les unes sur les autres ne saurait manquer d'engendrer une chaleur intense. Divers auteurs ont supposé que cette chaleur pouvait s'élever jusqu'au point de fusion des roches. Il nous suffit de constater qu'emprisonnée au sein d'une masse d'où elle ne peut facilement s'échapper, elle est dans les conditions voulues pour réaliser sur une immense échelle l'expérience de Hall. Nous devons donc nous attendre à ce que les couches comprimées soient, non seulement rendues schisteuses par la pression, mais encore intimement transformées par un *métamorphisme mécanique*, dont l'effet le plus saillant doit être de leur imprimer une texture cristalline.

État cristallin des roches disloquées. — Rien n'est plus facile à vérifier que cette induction et, quand on aborde un pays de montagnes, quand, par exemple, partant des plaines oolithiques du bassin de Paris, on se dirige par la Côte-d'Or vers le Jura, on est frappé de voir les mêmes assises changer peu à peu de caractères et des calcaires primitivement amorphes revêtir un état cristallin d'autant plus prononcé que les strates sont plus disloquées. De même, des grès micacés se changent en psammites, des argiles deviennent des schistes, parfois même des ardoises et il est, dans les Alpes, tel sédiment tertiaire dont la transformation est assez complète pour lui donner toutes les apparences extérieures d'une assise paléozoïque. A la différence du métamorphisme d'influence causé par les roches éruptives et toujours limité à leur voisinage immédiat, ce métamorphisme mécanique embrasse toute la région où les mouvements du sol se sont fait sentir et mérite bien, par conséquent, l'épithète parfois employée de *métamorphisme régional*.

Nulle part mieux que dans les Alpes ce mode de transformation des roches ne peut être étudié, car il n'existe aucun épanchement éruptif à l'influence duquel il soit loisible de l'attribuer et les roches granitiques ou cristallines qui apparaissent dans les grands massifs étaient depuis longtemps consolidées et inertes quand elles reçurent la couverture de sédiments houillers, triasiques, jurassiques et tertiaires, qu'elles devaient un jour percer.

Par contre, dans les régions où, comme en Russie, l'écorce terrestre a été stable de tout temps, c'est en vain que les siècles ont passé sur les couches paléozoïques ; elles ont gardé leur constitution originelle et aucun élément cristallin ne s'y est développé ; preuve évidente qu'il n'y a pas de *métamorphisme normal*, comme on l'a souvent admis, mais que la transformation des sédiments en couches cristallines réclame toujours des influences spéciales, dont la plus puissante est sans contredit le phénomène orogénique.

Digitized by Google

En décrivant le massif des Alpes suisses, nous avons parlé des *coins* si curieux de calcaire jurassique intercalés au milieu du gneiss de la Jungfrau (fig. 592) et de quelques autres montagnes. Il est aujourd'hui hors de doute que ces coins représentent des plis extrêmement aigus, où les calcaires ont dû être soumis à une pression excessive. Or justement, à la pointe des coins, le calcaire est transformé en marbre et, dans le voisinage, le gneiss a acquis une cristallinité particulière qui, en faisant disparaître sa schistosité, lui a donné une apparence granitoïde.

Des faits analogues s'observent dans des régions très diverses. D'après le P. Renard (1), les roches grenatifères et amphiboliques de la région de Bastogne, qui appartiennent au taunusien (dévonien inférieur), sont des sédiments d'origine clastique, dont le métamorphisme ne peut être attribué qu'aux actions mécaniques par lesquelles ces roches ont été redressées et disloquées. De même, en Écosse, aux environs d'Ullapole, on peut suivre d'une manière continue la transformation que subissent des couches de grès, à mesure qu'elles perdent la régularité de leur stratification; les grès deviennent d'abord des phyllades quartzeux; puis, leur allure étant plus tourmentée, ils passent à l'état de micaschistes et se chargent de silicates, parmi lesquels le grenat pyrope abonde (2).

M. Reusch a également reconnu, à Osoren en Norvège, des empreintes de trilobites dans des micaschistes à muscovite qui dérivent de schistes argileux redressés verticalement. Dans tous ces différents cas, il n'existe pas de roches éruptives auxquelles le métamorphisme puisse être imputé, tandis que la chaleur développée par la compression résultant des dislocations suffit à expliquer les modifications observées. Parmi ces modifications, il convient de signaler, soit dans les schistes, soit dans les calcaires, devenus saccharoïdes, la présence du *graphite*, résultat de la transformation des matières charbonneuses qui, dans l'origine, formaient le pigment de la roche.

(1) *Bull. du Musée royal d'hist. nat. de Belgique*, I (1882).
(2) A. Geikie in Renard, *loc. cit.*

Digitized by Google

DEUXIÈME SECTION

THÉORIES GÉOGÉNIQUES

CHAPITRE I

COORDINATION SYSTÉMATIQUE DES ÉLÉMENTS DU RELIEF TERRESTRE

§ 1

SYSTÈME PENTAGONAL

Principe de la recherche. — Symétrie sphérique. —Nous avons dit que le *principe de direction* est celui qui ressort avec le plus d'évidence de l'étude des accidents du relief terrestre et qu'à travers des déviations dont les causes, essentiellement locales, sont toujours faciles à reconnaître, chacun de ces accidents, chaîne de montagnes, vallée de fracture ou filon, se fait toujours remarquer par sa tendance à se décomposer en *alignements* bien définis.

Pour ceux qui, comme nous, attribuent les dislocations de la surface terrestre à la rupture par écrasement de l'écorce solide, ces divers alignements ne peuvent être que les lignes de moindre résistance qu'offrait l'écorce à chaque époque de dislocation. Et comme, selon toute apparence, l'épaisseur de la croûte solide est faible relativement à son diamètre, il n'est pas défendu de penser que cette croûte a pu se comporter, dans les diverses phases de son écrasement, comme une matière sensiblement homogène, auquel cas les lignes de rupture devraient se coordonner en un *réseau* géométrique.

Telle est la pensée qui s'est présentée à l'esprit d'Élie de Beaumont et qui a été le point de départ de la conception du *système pentagonal*. Le principe de ce système est facile à justifier. Si l'on admet *a priori* que les alignements terrestres obéissent à une loi déterminée, cette loi doit trouver son expression géométrique dans l'un des *systèmes de symétrie* dont la surface de la sphère est susceptible, car l'aplatissement terrestre est assez faible pour qu'on puisse négliger l'influence de la figure ellipsoïdale. Or tout alignement, sur une sphère, est la trace d'un grand cercle. Le problème à résoudre est donc celui-ci : déterminer les *systèmes de grands cercles* à l'aide desquels une sphère peut être divisée en figures égales et régulières et, parmi les solutions admissibles, choisir celle qui offrira le plus de coïncidences entre les directions des grands cercles et les alignements observés.

Digitized by Google

Réseau pentagonal. — Cela posé, on s'assure aisément que, de tous les systèmes réalisables, le plus riche en éléments de symétrie est celui qui réunit, autour d'un même point, cinq grands cercles (fig. 602) tels que SA, SB, SC, SD, SE, faisant entre eux des angles égaux. Dans ce cas, la géométrie démontre qu'il est possible de couper ces grands cercles par cinq autres, de manière à grouper autour de S cinq triangles sphériques équilatéraux, dont chacun occupe exactement la vingtième partie de la surface de la sphère et correspond, dès lors, à l'une des faces d'un *icosaèdre* régulier inscrit. Les cinq triangles groupés en S forment un pentagone sphérique ABCDE. Si l'on joint, de deux en deux, les sommets de ce pentagone par d'autres grands cercles, ces lignes, qui ne sont autres que les diagonales des losanges sphériques ABCS, BCDS, etc., isoleront, autour de S, un pentagone plus petit, PPPPP, dont la surface est exactement la douzième partie de celle de la sphère et qui, par conséquent, correspond à l'inscription d'un *dodécaèdre pentagonal* régulier (fig. 603). Chacun des côtés des douze pentagones, prolongé à travers les autres, forme les *apothèmes* de plusieurs d'entre eux, c'est-à-dire les perpendiculaires telles que AH, abaissées d'un sommet A sur le côté opposé CD.

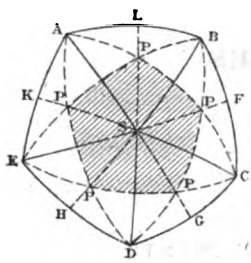

Fig. 602. — Pentagone fondamental.

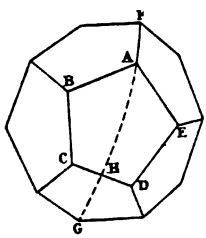

Fig. 603. Dodécaèdre pentagonal.

Le *réseau pentagonal*, ainsi défini, comporte une division de la sphère en 120 triangles sphériques rectangles, égaux entre eux et possédant chacun un angle de 36°, un angle de 60° et un angle de 90°. Les angles de 36° se groupent par dix autour des centres des douze pentagones, qui sont en même temps les sommets de l'icosaèdre. Les angles de 60° se groupent par six autour des sommets des pentagones, lesquels correspondent aux milieux des faces de l'icosaèdre. Enfin les angles de 90° se groupent par quatre sur les milieux des côtés du dodécaèdre.

Grands cercles principaux. — Chaque pentagone ayant cinq côtés, dont chacun lui est commun avec un pentagone voisin, le nombre total des côtés du dodécaèdre est de 30, se groupant deux par deux sur *quinze* grands cercles différents. Tel est le nombre des éléments primordiaux de la symétrie du système. Mais on peut encore l'augmenter. En effet, dessinons (fig. 604) en ABCDE, une perspective gnomonique (1) de l'un des pentagones sur l'horizon de son centre. On sait que ce genre de perspective, où les points de la sphère sont figurés par l'intersection, avec un plan tangent choisi, des rayons visuels menés à partir du centre, a la propriété de représenter les grands cercles par des lignes droites. Joignons entre eux les milieux de deux côtés consécutifs, tels que L et F, ou le milieu L avec le milieu G de l'un des côtés non adjacents, ou encore le sommet

(1) Cette perspective gnomonique est la trace sur un plan, tangent à la sphère au centre du pentagone, des rayons visuels menés du centre de la sphère aux divers points de la figure.

Digitized by Google

A avec les deux sommets non contigus C et D. Chacun des grands cercles ainsi obtenus sera subordonné au système général de symétrie, dans lequel il occupera un rang déterminé. Mais ces cercles auxiliaires coupent les cercles fondamentaux en certains points M, N, P, lesquels, joints à leur tour avec les milieux des pentagones, fourniront de nouveaux cercles dérivés et cet enrichissement de la symétrie pentagonale pourra être poussé aussi loin qu'on voudra.

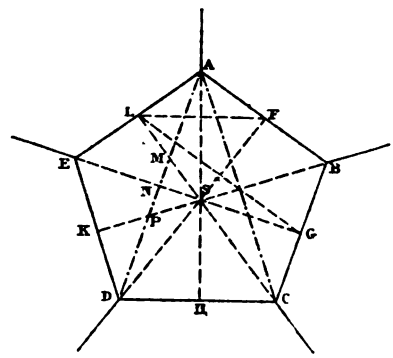

Fig. 604. — Perspective gnomonique d'un pentagone.

Il convient seulement d'établir avec netteté la *hiérarchie*, c'est-à-dire l'importance relative, des cercles successivement obtenus. Pour cela, considérons (fig. 605), quatre pentagones contigus, ayant leurs centres en S, S′, S″, S‴. Le côté AE du premier, prolongé vers S′, vient former l'apothème EM du second; de même, le côté B′C prolongé forme l'apothème CL relative au côté AE. Enfin C′M prolongé vient tomber orthogonalement en N au milieu de BC. Par conséquent, les trois arcs LM, LN, MN, forment un *triangle sphérique trirectangle*. Donc ces trois cercles représentent des plans menés par le centre de la sphère *parallèlement aux trois systèmes de faces d'un cube*, c'est-à-dire que les quinze cercles principaux correspondent à *cinq cubes symétriquement placés* ou plutôt à cinq systèmes de trois plans menés par le centre parallèlement aux faces des cinq cubes. Elie de Beaumont leur a donné le nom de *cercles primitifs*. Ils se groupent trois par trois en systèmes trirectangulaires et chacun a pour pôle sur la sphère un point tel que M ou N, c'est-à-dire le milieu d'un côté du pentagone.

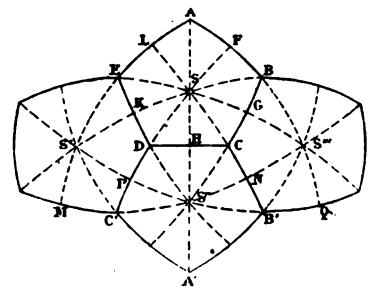

Fig. 605. — Formation des systèmes trirectangulaires.

Quant aux cercles dérivés, une analyse du même genre ferait voir que les uns sont des *octaédriques*, c'est-à-dire parallèles aux faces d'octaèdres réguliers, conjugués aux cubes en question; d'autres figurent les faces de *dodécaèdres rhomboïdaux* et sont dits *dodécaédriques*, tandis que les *hexatétraédriques* répondent aux 24 faces de chaque hexatétraèdre subordonné aux cubes primitifs. On peut d'ailleurs calculer théoriquement l'importance relative ou *poids* des diverses catégories de cercles, de manière à apprécier plus tard, comme il conviendra, la valeur des coïncidences constatées.

Points principaux. — Le réseau pentagonal ne comprend pas seulement des *directions* d'importance inégale; il s'y trouve aussi plusieurs séries de *points*

Digitized by Google

principaux. Élie de Beaumont en a distingué 362, qui sont les 12 centres des pentagones (sommets de l'icosaèdre); les 20 sommets du dodécaèdre pentagonal (centres des faces de l'icosaèdre); les 30 intersections orthogonales mutuelles des primitifs (milieux des côtés du dodécaèdre); les 60 points où il y a rencontre de deux octaédriques avec un primitif; les 60 intersections orthogonales des primitifs et des octaédriques; les 60 intersections orthogonales des primitifs et des dodécaédriques, enfin les 120 intersections orthogonales des octaédriques avec les dodécaédriques rhomboïdaux. Ces 362 points sont deux à deux antipodes.

Tels sont les grands traits de la théorie géométrique du réseau pentagonal, dont les diverses publications d'Élie de Beaumont ont fait connaître avec détail les intéressantes propriétés (1).

Installation du réseau. Traits carrés. — Il reste à *installer* le réseau sur le globe, afin de vérifier jusqu'à quel point ses lignes principales s'accordent avec les directions observées sur la surface terrestre.

Pour cela, il convient de se rappeler que, suivant les probabilités, les accidents survenus à chaque époque de dislocation doivent être concentrés dans un fuseau de la sphère, où ils forment une série de rides parallèles. Un grand cercle de même direction et passant à peu près par le milieu du fuseau pourra s'appeler le *grand cercle de comparaison* du système. Le problème revient donc, après avoir défini les positions de ces grands cercles, à faire coïncider quelques-uns d'entre eux avec les lignes principales du réseau pentagonal, de manière à vérifier si cette première coïncidence en entraîne d'autres. On a utilisé pour cette installation l'une des propriétés les plus caractéristiques du réseau, à savoir le grand nombre des intersections orthogonales qu'il comporte. En effet, beaucoup de ses cercles fondamentaux se coupent mutuellement à angle droit et nous avons, quelques lignes plus haut, énuméré ces intersections, dont on ne compte pas moins de 270. L'abondance des *traits carrés* est donc la marque distinctive de la symétrie pentagonale et si, à la surface du globe, on peut trouver des directions, à la fois importantes et de même signification, qui se coupent à angle droit, il suffira de mettre une quelconque de ces intersections en coïncidence avec un des traits carrés du réseau pour que ce dernier soit orienté.

Cet emploi des intersections orthogonales du réseau paraît d'autant plus légitime que, suivant une remarque d'Élie de Beaumont, les systèmes de montagnes immédiatement consécutifs manifestent souvent une tendance à suivre des directions perpendiculaires. Ainsi le système des Pays-Bas est à angle droit sur celui du Nord de l'Angleterre, auquel il succède dans le temps, et le Tatra est perpendiculaire au système de Corse et Sardaigne.

Cela posé, Élie de Beaumont a fait observer que l'arc de grand cercle qui joint l'Etna au pic de Ténériffe passe à travers les îlots volcaniques de l'Archipel

(1) Voir la *Notice sur les systèmes de montagnes*, les *Comptes rendus* des 20 juillet 1863, 15, 22, 29 février 1864, et les *Annales des Mines*, 6e série, XI, 1867.

Digitized by Google

grec et constitue ainsi une ligne éruptive de premier ordre, qu'on peut appeler *l'axe volcanique méditerranéen*. Cette ligne est d'autant plus importante, qu'elle est exactement parallèle à la chaîne des Alpes principales. D'autre part, le cercle qui joint l'Etna au Vésuve et qui va ensuite passer par le célèbre volcan de Mauna Loa, aux îles Sandwich, forme avec le précédent un angle dont la différence avec 90° n'est que de 8 minutes. Cette ligne peut d'ailleurs être considérée, ainsi que la première, comme une fracture volcanique d'un ordre très élevé. L'intersection des deux cercles réunit donc les conditions voulues pour être employée à l'orientation du réseau.

Cette intersection a été appliquée par Élie de Beaumont sur un trait carré formé d'un dodécaédrique rhomboïdal et d'un primitif, parce que, de cette façon, le primitif allant de l'Etna au Mauna Loa, l'axe volcanique méditerranéen et la grande traînée volcanique des Andes constituaient un système trirectangulaire. Sur le réseau ainsi orienté, l'un des pentagones, dont le centre tombe en Saxe, près de Remda, embrasse assez bien la totalité de l'Europe, d'où le nom de *pentagone européen* qu'Élie de Beaumont lui a donné.

Examen des coïncidences. — Le réseau pentagonal une fois installé, pour qu'il fût loisible de le considérer comme exprimant réellement la loi de la symétrie terrestre, il faudrait d'une part que ses éléments coïncidassent fréquemment en direction, sinon en position, avec les accidents du globe; d'autre part, que ces coïncidences eussent lieu au profit des éléments *principaux* du système, plutôt qu'à celui des lignes de troisième ou de quatrième ordre. C'est ainsi que la théorie cristallographique d'Haüy s'est facilement fait accepter dès l'origine, à cause du grand nombre des faces naturelles qui coïncidaient avec celles de la forme primitive théorique, ou avec des faces dérivées de notation très simple.

Cette condition est-elle réalisée par le réseau pentagonal? C'est ce dont il est permis de douter. Sur les quinze cercles primitifs, en dehors de celui qui a servi à orienter le réseau, il en est à peine deux qui coïncident avec de grands alignements orographiques. Les octaédriques ne sont pas beaucoup plus employés et si l'un d'eux, celui du Sinaï, a été choisi pour représenter le système de soulèvement des Pyrénées, c'était à la condition d'accepter, entre la position absolue du grand cercle de comparaison et celle de la chaîne dont il marque la direction, un écart considérable. La plupart des alignements terrestres ne peuvent être définis que par des hexatétraédriques ou même par des cercles de degré encore moins élevé. Or si l'on réfléchit qu'une direction orographique peut très difficilement être appréciée avec une approximation supérieure à deux ou trois degrés, il ne paraîtra pas surprenant qu'on trouve sans peine, dans le réseau pentagonal, un ou même plusieurs cercles auxiliaires en état de correspondre à une direction donnée. C'est pourquoi, malgré les travaux considérables auxquels l'illustre auteur de la théorie des soulèvements s'est livré pour établir le crédit du réseau, on s'est refusé généralement à y reconnaître ces traits frappants par où se dévoile l'expression d'une grande loi naturelle.

Digitized by Google

Directions conjuguées. — D'ailleurs, lors même que les coïncidences observées seraient plus nombreuses, une objection grave subsisterait, qui rendrait au moins nécessaire un nouveau classement des directions. En effet, d'après la manière de voir développée par Élie de Beaumont, chaque époque de dislocation est représentée par un cercle de comparaison unique et si l'auteur a admis des *récurrences* possibles dans les directions, il ne semble pas s'être préoccupé de l'existence d'*orientations conjuguées*, c'est-à-dire d'accidents terrestres formés *simultanément*, mais suivant des *alignements distincts*. Cependant, si la terre est un sphéroïde auquel l'écrasement déterminé par la contraction du noyau a donné une forme polyédrique dérivée du dodécaèdre pentagonal, le phénomène des directions *multiples et simultanées* a dû prévaloir dans la formation des accidents terrestres. On conçoit, en effet, le dodécaèdre se constituant tout d'abord par un ridement de l'écorce suivant les quinze primitifs; après quoi, au milieu des pentagones ou des triangles ainsi dessinés, on est porté à imaginer, le long des lignes de moindre résistance, de nouvelles ruptures également coordonnées à la symétrie pentagonale. Mais tout cela implique, pour une même époque, un nombre plus ou moins grand d'accidents qui diffèrent par leur orientation et, à ce seul point de vue, la classification chronologique des cercles du réseau serait complètement à refaire.

Objections de principe. — La théorie fournit-elle, du moins, quelque argument en faveur de l'écrasement pentagonal d'une sphère ? On peut dire qu'aucune analyse décisive n'a encore abordé ce difficile problème de mécanique. Mais il est, à nos yeux, une raison péremptoire qui doit dispenser de toute recherche entreprise dans cette voie. C'est l'incompatibilité qui existe, *a priori*, entre la figure de la croûte du globe et celle d'un dodécaèdre pentagonal. Ce solide, bien connu en cristallographie, est caractérisé par l'existence de couples de faces parallèles, qui se correspondent deux à deux, ainsi que les sommets, aux extrémités d'un même diamètre. C'est donc essentiellement une figure *centrée* et si la forme du globe s'en rapprochait dans ses traits généraux, on devrait voir les saillies continentales d'une part et les dépressions océaniques de l'autre, se répéter de part et d'autre du centre. Or c'est précisément l'inverse qu'on observe. Nous avons fait remarquer, dès le début de cet ouvrage, qu'on peut disposer un globe terrestre de telle sorte que la plus grande partie des terres émergées soit concentrée dans un même hémisphère, ayant à peine $\frac{1}{20}$ de ses antipodes représenté dans l'autre par de la terre ferme. Le continent austral correspond à la mer Arctique, pendant que la grande masse du Pacifique méridional est aux antipodes de la partie centrale du continent européen-asiatique. On peut donc dire que ce qui domine sur le globe terrestre, c'est bien plutôt l'*opposition diamétrale* réciproque des saillies et des dépressions. Dès lors, si le secret de la forme de l'écorce doit être cherché dans un solide géométrique, il convient que ce dernier soit, par son mode de symétrie, exactement l'inverse du dodécaèdre pentagonal.

Digitized by Google

§ 2

SYSTÈME TÉTRAÉDRIQUE

Principe du système. Tétraèdre, hexatétraèdre. — Les critiques qui viennent d'être formulées, contre l'application au globe terrestre de la symétrie pentagonale, ne s'appliquent pas au *système tétraédrique* développé par M. Lowthian Green (1). Parmi les polyèdres réguliers qui peuvent être inscrits dans une sphère, Élie de Beaumont avait signalé le *tétraèdre* (fig. 606), formé par la réunion de six grands cercles, se coupant trois à trois suivant des angles de 120 degrés. Il a semblé à M. Green que ce solide, d'un ordre de symétrie moins élevé, rendait mieux compte des traits généraux de la surface terrestre et permettait de les grouper tous autour d'une même formule, séduisante par sa simplicité.

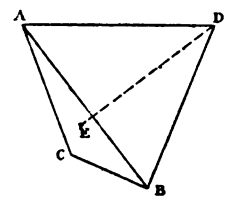

Fig. 606. — Tétraèdre.

Avant tout, il convient de justifier l'assimilation, en apparence bien paradoxale, de la figure presque sphérique du globe avec celle d'un tétraèdre. Pour cela, au lieu de considérer le tétraèdre proprement dit, il suffira d'y substituer l'un des solides qui en dérivent naturellement en cristallographie, et qu'on appelle l'*hexatétraèdre* (fig. 607). On l'obtient en substituant, à chacun des triangles équilatéraux de la figure précédente, un hexagone AD'DB'BA' et en faisant partir, d'un point extérieur S, une pyramide à six faces, ayant pour base l'hexagone en question. Il est aisé de s'arranger de telle sorte que le solide à 24 faces, ainsi obtenu, demeure inscrit dans la sphère, dont il s'éloignera beaucoup moins que le tétraèdre d'où il dérive. Supposons maintenant qu'à chacune des arêtes de ce nouveau solide on substitue des lignes courbes, ce qui rend les faces convexes (fig. 608). Dans ce cas (fréquemment réalisé par les cristaux de diamant), on se rapprochera autant qu'on voudra de la figure sphérique. On peut donc dire qu'à la condition d'avoir en vue l'hexatétraèdre à faces courbes, rien n'est moins contradictoire en soi que l'attribution, à la partie solide du globe, d'une symétrie tétraédrique.

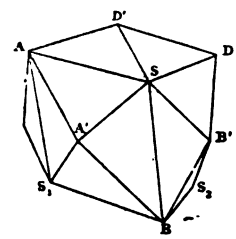

Fig. 607. — Hexatétraèdre.

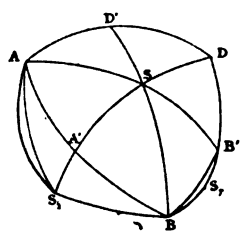

Fig. 608. — Hexatétraèdre à faces courbes.

Arguments physiques. — Cette justification géométrique étant acceptée, il suffit de faire voir que la figure tétraédrique est *physiquement* admissible pour une écorce sphérique qui s'écrase en raison de la contraction de son support. M. Green a pensé qu'en considérant une sphère comme formée de la juxtaposi-

(1) *Vestiges of the molten globe.* London, 1875.

Digitized by Google

tion d'une infinité d'anneaux cylindriques de diamètre décroissant, on pouvait s'autoriser des expériences de Fairbairn sur l'écrasement des tubes à section circulaire. Il paraît que, le plus souvent, la section des tubes tend à prendre, sous l'influence de l'effort exercé, la forme d'un triangle équilatéral à côtés concaves (fig. 609). Dès lors il peut sembler admissible que l'écrasement d'une écorce sphérique y fasse naître ce qui, pour un sphéroïde, est l'équivalent du triangle équilatéral, c'est-à-dire une forme tétraédrique. M. Green a d'ailleurs observé que telle est à peu près la figure qu'affecte une bulle de gaz en se dégageant au sein de l'eau, et le même résultat aurait été obtenu dans des expériences faites en dégonflant, avec les précautions voulues, de petits ballons de caoutchouc (1). On peut encore remarquer que si la sphère est, de tous les solides réguliers, celui qui embrasse le plus grand volume sous la plus petite surface, le tétraèdre est, au contraire, celui pour lequel le rapport de la surface au volume est un maximum. Il est par conséquent tout naturel qu'une écorce sphérique mal soutenue cherche à prendre la figure tétraédrique, destinée à lui assurer le plus longtemps possible la conservation de sa superficie.

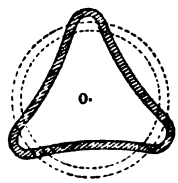

Fig. 609. — Effets de l'écrasement d'un tube cylindrique.

Conséquences géographiques de la forme tétraédrique. — Ces points établis, revenons, pour plus de simplicité, au tétraèdre ordinaire et admettons que, par suite des mouvements provoqués par son écrasement, l'écorce solide ait aujourd'hui la forme d'un tétraèdre régulier ABCD (fig. 610), tournant autour d'un de ses axes principaux DE, tandis que la masse océanique est représentée par une sphère légèrement renflée à l'équateur et ayant pour centre le centre de gravité de la pyramide.

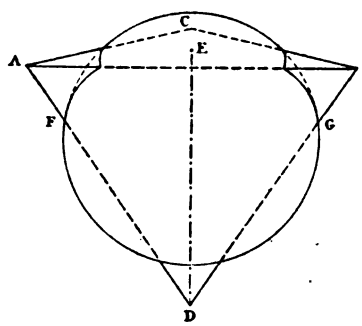

Fig. 610. — Tétraèdre enveloppé par une sphère.

Dans ces conditions, il devra exister, dans l'hémisphère boréal, trois saillies continentales symétriques, tandis que le pôle arctique sera le centre d'une mer. Au contraire, une protubérance continentale tendra à se faire jour au pôle antarctique. Et les continents septentrionaux, se terminant en pointe, vers le sud aussi bien que dans la direction de l'est à l'ouest, laisseront entre eux des océans, largement développés dans l'hémisphère austral et se terminant vers le nord en cul-de-sac. Or si l'on se reporte aux considérations exposées dans la première partie de cet ouvrage (2), on trouvera que telle est exactement, en gros, la disposition des masses continentales et des océans sur le globe, à con-

(1) Ce résultat, avec la remarque qui suit, a été communiqué à l'auteur par M. Lallemand, ingénieur des mines.

(2) V. *antè*, pp. 54, 55.

Digitized by Google

dition de réunir ensemble l'Afrique et l'Europe et de restituer, entre cette dernière et l'Asie, la séparation qui existait autrefois, alors que, le long de la dépression sibérienne, la mer Glaciale pouvait communiquer avec la Caspienne.

Torsion du tétraèdre terrestre. — Il est vrai que, jusqu'ici, deux choses demeurent inexpliquées : d'une part, la séparation de tous les continents en deux massifs par la grande dépression méditerranéenne (1), d'autre part la singulière déviation vers l'est que subit la partie méridionale des continents. Ainsi l'Amérique du Sud est presque tout entière à l'Est de l'Amérique du Nord, l'Afrique australe n'est pas moins déviée, et l'Australie, considérée comme le prolongement méridional du continent asiatique, n'en occupe évidemment que la partie orientale. Mais c'est justement le mérite du système de M. Green d'avoir su faire rentrer ces anomalies apparentes dans le cadre même de la symétrie tétraédrique.

En effet, il ne faut pas oublier que le tétraèdre terrestre est animé d'un mouvement de rotation autour de l'axe polaire. Au début, quand les effets de l'écrasement ne s'étaient pas encore fait sentir, les divers points du sphéroïde avaient des vitesses concordantes. Mais à partir du jour où les quatre protubérances A, B, C, D, ont commencé à s'accentuer, les trois premières, s'écartant de l'axe de rotation D E, n'ont plus possédé qu'une vitesse insuffisante, eu égard à leur nouvelle distance à l'axe. La zone du sphéroïde qui les contenait s'est donc trouvée *en retard* relativement à la zone équatoriale et a dû être, par suite, sollicitée à une déviation en sens contraire du mouvement. Tout autre était le cas des parties voisines de la pointe australe D. A mesure que l'écrasement les rapprochait de l'axe D E, il devait s'y manifester un excès de vitesse, avec tendance à la déviation de la zone australe vers l'est. Ainsi l'hexatétraèdre terrestre a été soumis à une véritable *torsion*, qui a dû faire naître, entre sa partie boréale et sa partie australe, une ligne de rupture continue, et cette ligne a constitué une nouvelle zone de dépression venant s'ajouter à celles que marquaient les trois masses océaniques, Pacifique, Atlantique et océan Indien.

Conséquences diverses. — Quant à la position absolue de cette ligne, qui n'est pas parallèle à l'équateur terrestre, M. Green a cherché à la justifier par des considérations astronomiques, en faisant intervenir les marées produites au début, dans la masse fluide interne, par l'action combinée du soleil et de la lune, alors que l'écorce était encore assez mince pour obéir à une action de ce genre. L'auteur est allé plus loin et s'est efforcé de rattacher à la même cause l'inclinaison de l'axe terrestre sur le plan de l'écliptique. Observant que les trois protubérances boréales sont du même ordre que le renflement équatorial, auquel est due la précession des équinoxes, il en a conclu que l'inclinaison de l'écliptique avait pour cause l'excès de l'attraction lunisolaire sur ces trois protubérances; et des considérations analogues à celles qui viennent d'être indiquées l'ont amené à calculer, pour la valeur de cette inclinaison, un chiffre à peu près identique avec celui que constatent les astronomes.

(1) V. p. 56.

Digitized by Google

Résumé de l'hypothèse. — En laissant à M. Green la responsabilité de ces derniers rapprochements, qui soulèvent des questions très délicates de mécanique et d'astronomie, nous pensons que les coïncidences géographiques signalées plus haut peuvent suffire pour imprimer à l'hypothèse tétraédrique un assez haut degré de vraisemblance. Sans doute cette hypothèse n'embrasse que les grands traits de la surface terrestre et ne donne pas encore la clef des détails, comme prétendait faire le réseau pentagonal. Cependant M. Green a indiqué la prédominance, dans la région du Pacifique, de plusieurs systèmes de directions qui concordent assez bien avec les lignes d'un *réseau ternaire* ou tétraédrique et cette analyse peut être poussée plus loin par la suite. Quoi qu'il en soit, c'est déjà un résultat considérable d'avoir groupé, autour d'une même idée très simple, les données fondamentales de la géographie de notre globe. Une chose ajoute encore, à nos yeux, au mérite de cette hypothèse; c'est qu'elle rattache le développement du relief terrestre à un plan unique, dont les grandes lignes ont dû se dessiner dès l'origine. La géologie nous a appris que le plan des masses continentales était partout de très ancienne date et que, généralement, la terre ferme s'était constituée par des adjonctions successives de couches sédimentaires autour de noyaux cristallins primitivement émergés. Très rarement la régularité de cet accroissement a été interrompue par de grands changements survenus dans le domaine réciproque de la terre et des eaux. Or rien n'est mieux d'accord avec l'idée d'une symétrie tétraédrique qui, dessinée dès le début du phénomène d'écrasement, n'aurait fait que s'accentuer par la suite sans qu'il y eût ni bouleversements de l'axe terrestre ni de ces cataclysmes extraordinaires auxquels la fantaisie a eu trop souvent recours.

Terminons en signalant la possibilité d'expliquer, par la constitution tétraédrique du globe, une des particularités de la distribution de la pesanteur à la surface. Nous avons dit (1) que, malgré l'excès d'attraction que les masses continentales sembleraient devoir exercer sur le pendule, ce dernier accuse plutôt un excès de pesanteur au-dessus des océans largement ouverts. Or si l'on admet la forme tétraédrique, il n'est pas surprenant que la mer soit attirée par les trois protubérances boréales, tandis que sa surface tendrait à s'aplatir au milieu de chacune des dépressions océaniques. La surface de ces dépressions serait donc plus rapprochée du centre de la terre, ce qui expliquerait l'excès d'attraction observé.

(1) V. *antè*, p. 46.

Digitized by Google

CHAPITRE II

HYPOTHÈSES GÉOGÉNIQUES

§ 1

CAUSES DES VARIATIONS DE LA CHALEUR EXTERNE

Principe du phénomène paléothermal. — S'il est un fait que la paléontologie, et spécialement la branche de cette science qui s'occupe du monde végétal, ait bien mis en évidence, c'est assurément la diminution progressive de la chaleur dans les hautes latitudes de notre globe. Nous avons vu que, pendant toute la durée des temps primaires, un climat semblable à celui des tropiques paraissait avoir régné depuis l'équateur jusqu'aux pôles et c'est à peine si, vers la moitié de l'ère secondaire, a commencé à se manifester le rétrécissement progressif de la zone tropicale. Au milieu de l'ère tertiaire, le Groënland nourrissait encore une végétation semblable à celle qui, de nos jours, caractérise la Louisiane et la Californie et les mêmes plantes florissaient au Spitzberg ainsi que dans la presqu'île d'Alaska. L'apparition des glaces polaires a donc été très tardive et l'on peut presque la considérer comme ayant mis fin aux temps géologiques proprement dits pour inaugurer l'ère actuelle.

D'autre part, une augmentation de la chaleur solaire dans le passé ne saurait rendre compte du privilège dont les hautes latitudes ont si longtemps joui; car l'équateur en aurait eu sa part et cette exagération de température eût certainement rendu la vie impossible dans son voisinage. Or dans quelques latitudes qu'on descende, la paléontologie nous montre des espèces, fougères et cycadées, qui sont loin d'exiger un degré de chaleur supérieur à celui de la zone torride actuelle. En outre les plus anciennes, les fougères, sont des plantes qui recherchent l'ombre et M. Heer a fait remarquer que les premiers insectes dont on ait observé les restes appartiennent à des familles qui vivent de préférence dans les lieux obscurs (1). Ce n'est donc *ni par un excès de chaleur ni par un excès de lumière* que se caractérise ce qu'on a justement appelé le *phénomène paléothermal.* C'est par une *répartition uniforme de la chaleur des tropiques*, s'étendant, sans variations sensibles, d'une extrémité à l'autre du globe. Trouver la cause de cette uniformité, si contraire à la distribution actuelle des climats, tel est le problème qu'il s'agit de résoudre.

Insuffisance des causes géographiques. Stabilité de l'axe terrestre. — Il est évident qu'il faut renoncer pour cela aux explications tirées des circonstances géographiques et que, si puissantes que soient les conditions de relief, d'altitude, de situation insulaire ou continentale, d'influence des courants marins, aucune

(1) De Saporta, *le Monde des plantes*, p. 135.

Digitized by Google

des causes actuellement à l'œuvre ne pourrait rétablir, au pôle, quoi que ce soit qui ressemble à un climat tropical. Quant à la ressource, souvent invoquée, de modifier la position de l'axe terrestre, de manière à faire profiter successivement toutes les parties du globe de la chaleur équatoriale, cette conception, admissible en principe, se heurte à d'insurmontables difficultés de fait. En premier lieu, ceux qui ont abordé la question par le calcul ont établi que, pour déplacer l'axe des pôles d'une fraction de degré, il faudrait, dans le relief du globe, des modifications incomparablement plus grandes que celles qui ont pu accompagner la production des plus hautes chaînes de montagnes. Ainsi, d'après un calcul de M. G. Darwin (1), pour que l'axe des pôles vînt à subir un déplacement de 1°46′, il faudrait qu'un vingtième de la surface terrestre s'élevât en bloc de 5050 mètres et qu'il se produisît un affaissement de même amplitude dans un autre quadrant. De plus, aussi loin que nous conduise la botanique fossile, qu'il s'agisse du miocène ou de la période oolithique, les zones de végétation, déjà dessinées ou esquissées, semblent concentriques au pôle actuel, comme si sa position n'avait jamais varié d'une manière sensible (2). Enfin toute preuve d'une température glaciale fait défaut dans les anciens âges du globe et malgré la complaisance avec laquelle plusieurs géologues ont admis, pour expliquer la formation de certains conglomérats, l'existence de glaciers siluriens ou même cambriens, nous ne croyons pas qu'aucun naturaliste souscrive à une hypothèse en désaccord formel, aussi bien avec les conditions de relief des premiers âges qu'avec la présence des polypiers coralligènes dans toutes les mers paléozoïques.

Impossibilité de faire intervenir la chaleur interne. — Laissant donc de côté l'axe terrestre, il faut chercher, dans une cause agissant partout à la fois, le principe de l'uniformité signalée. Cette cause, plusieurs ont cru la trouver dans le rayonnement de la chaleur interne, à laquelle une moindre épaisseur de l'écorce eût permis, dans les temps paléozoïques, de contribuer efficacement à la température de l'atmosphère. Mais cette hypothèse ne résiste pas à l'examen. Partout où le terrain primitif de gneiss et de micaschistes se montre au jour, c'est par milliers de mètres que se compte son épaisseur et dès lors il est évident qu'aux époques paléozoïques, une écorce de plusieurs kilomètres protégeait déjà la chaleur centrale contre la déperdition. Or pour qui connaît la mauvaise conductibilité des roches, c'est plus qu'il n'en faut pour réduire à presque rien l'apport extérieur du foyer interne. Sir William Thomson a calculé que dix mille ans après la formation d'une première croûte solide, le flux de chaleur qui la traversait devait être déjà sans influence sur la température extérieure (3). Nous savons aussi que la lave des volcans d'Islande arrive tout près de la sur

(1) *Royal Society*, vol. 167. — *Geol. Magazine*, 1878, p. 391.
(2) De Saporta, *le Monde des plantes*. — Sir W. Thomson, *Transactions of the geol. Society of Glascow*, 22 févr. 1877.
(3) In Mellard Reade, *Geol. Magazine*, 1878, p. 147.

Digitized by Google

face du sol et que pourtant elle est impuissante à la débarrasser de son manteau de neiges et de glaces.

D'ailleurs, pour produire une température corallienne, c'est-à-dire une moyenne de + 20° au moins, dans des parages où règne aujourd'hui une moyenne de — 15° à — 20°, il faudrait, à travers l'écorce, un flux de chaleur capable d'augmenter de 40° la température extérieure. Or une telle addition, qui devrait se produire aussi dans les régions tropicales, suffirait pour y mettre à néant toute activité physiologique et la mer deviendrait inhabitable pour tout organisme tant soit peu élevé. Enfin ce n'est pas seulement de chaleur, c'est aussi de lumière que les végétaux tertiaires du Groënland avaient besoin et l'hypothèse que nous examinons n'y pourvoit à aucun degré. Aussi ne peut-on que s'étonner qu'elle trouve encore quelque créance.

Hypothèse de la concentration du soleil. — Tout autre est, à nos yeux, la valeur d'une conception, introduite depuis peu dans la science par M. Blandet (1) et qui a pour base la diminution du diamètre apparent du soleil. Nous avons pris soin (2) de faire remarquer que la distribution actuelle des climats avait pour principe essentiel, avec l'inclinaison de l'axe terrestre, *le parallélisme des rayons solaires*. En raison de la grande distance qui nous sépare de cet astre et de la faible amplitude angulaire sous laquelle son disque s'offre à nous, malgré ses énormes dimensions, les rayons du soleil forment un faisceau cylindrique, qui touche la terre suivant un grand cercle. Mais il en serait tout autrement si le soleil était plus dilaté et la figure 2 montre comment la partie obscure du globe se réduirait, en pareil cas, à un simple segment sphérique, avec suppression de la nuit totale des pôles. Sans doute un soleil ainsi dilaté serait plus ou moins nébuleux et donnerait, par chaque unité de sa surface, une chaleur et une lumière moins intenses; mais la terre étant bien plus rapprochée de la périphérie de cette nébuleuse et se trouvant comme baignée dans son atmosphère, en pourrait profiter dans la même mesure qu'aujourd'hui et ainsi, pour une valeur convenable du diamètre apparent de l'astre principal, le globe jouirait d'une complète uniformité de climats.

Entretien de l'énergie solaire par la concentration. — Or cette conception qui a pu, lors de son apparition, déconcerter les esprits accoutumés au principe de la stabilité des éléments astronomiques de notre système planétaire, nous semble en accord formel avec l'idée que nous devons nous faire de la genèse de ce système. Dans l'hypothèse si plausible de la nébuleuse primitive, la terre est un fragment infiniment petit, détaché de l'astre central à l'une des époques de sa condensation progressive et pour lequel, en raison de ses faibles dimensions, la phase stellaire a dû être extrêmement courte. Au contraire, l'énorme masse du soleil et, mieux encore, le rétrécissement graduel de ses dimensions, lui ont permis de garder, malgré le rayonnement, une provision d'énergie considérable,

(1) *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, XXV, p. 777.
(2) V. *antè*, pp. 34, 35.

Digitized by Google

qui, après tant de siècles écoulés, suffit encore aux besoins extérieurs de notre globe. En dehors de cette conception, le maintien de la chaleur solaire est absolument inexplicable. En vain prétendrait-on l'alimenter par une pluie continuelle de météorites. Non seulement la réserve en serait bien vite épuisée (1) ; mais les astronomes ont démontré que la masse du soleil en recevrait assez d'accroissement pour que les conditions du système planétaire fussent rapidement modifiées. Une seule cause, en vertu des lois de la thermodynamique, est capable de préserver l'énergie solaire sans faire appel au concours si insuffisant du dehors, c'est le phénomène de la condensation de l'astre. Par là, le pouvoir calorifique du soleil peut se maintenir sans perte sensible, à l'aide d'une diminution de diamètre apparent, qui demanderait plusieurs milliers d'années pour pouvoir être enregistrée par nos appareils les plus délicats. Mais si de nos jours, le soleil, réduit comme il l'est, subit encore ce mouvement de concentration nécessaire à l'entretien de son énergie, combien ne faut-il pas qu'à d'autres époques ses dimensions aient été différentes de ce qu'elles sont aujourd'hui? Rien n'est donc plus logique qne l'hypothèse de M. Blandet, et puisque, irréprochable au point de vue de l'astronomie, elle fournit seule le moyen d'expliquer le phénomène paléothermal, nous ne croyons pouvoir mieux faire que de la proposer, comme l'ont déjà fait MM. d'Archiac et de Saporta, à l'adhésion des géologues.

Conséquences diverses. — Théoriquement, un soleil dont le diamètre apparent serait de 47° supprimerait complètement les nuits polaires de vingt-quatre heures. Mais l'égalité climatérique des premiers âges peut s'être maintenue avec un soleil moins dilaté ; car, d'un côté, le crépuscule prolonge d'une manière appréciable la durée du jour et, de l'autre, sur un globe où la terre ferme n'occupait encore qu'une faible étendue et ne possédait qu'un relief médiocre, les courants marins ont dû contribuer puissamment à l'uniformité de la température. Il est d'ailleurs probable qu'à ces lointaines époques les conditions du mouvement de la terre n'étaient pas absolument les mêmes que de nos jours, notamment en ce qui concerne l'action de l'astre central sur le renflement équatorial. On doit de plus admettre que les planètes intérieures se sont formées plus tard que la terre et dès lors l'action qui leur revient en propre aujourd'hui a dû être, pendant une période plus ou moins longue, confondue avec celle du soleil nébuleux, dont elles ne s'étaient pas encore séparées.

Mais l'analyse détaillée de ces diverses circonstances sortirait du cadre où nous devons nous maintenir. Contentons-nous donc d'en avoir indiqué la possibilité, en affirmant, contrairement aux doctrines de l'école *uniformitaire*, que l'histoire ancienne de notre planète s'est déroulée au milieu de conditions extérieures très différentes de celles qui nous entourent.

Influence de la précession des équinoxes. — On s'est demandé souvent s'il n'existait pas, dans les conditions astronomiques de notre globe, certains éléments de variation propres à modifier, d'une manière périodique, les circon-

(1) Voir Lloyd Morgan, *Geol. Magazine*, 1878, p. 158.

Digitized by Google

stances de la température extérieure. C'est ainsi que le phénomène de la précession des équinoxes, à cause de l'inégalité qu'il établit entre la durée des saisons, a paru offrir le moyen d'expliquer le refroidissement et le réchauffement alternatifs de chaque hémisphère. Sur cette donnée, M. Adhémar a édifié une théorie d'après laquelle, tous les onze mille ans environ, les glaces devraient s'accumuler en proportion extraordinaire sur celui des pôles pour lequel le solstice d'hiver coïncide avec l'aphélie et y produire, sur la masse océanique, un effet d'attraction marqué. Telle serait en ce moment la situation de la zone polaire australe.

Cette doctrine, fondée sur la grande quantité de glace qui entoure le pôle antarctique, ne tient pas un compte suffisant de la différence notable qui existe entre les deux pôles relativement à la distribution de la terre ferme. S'il y avait, au pôle nord, un continent semblable à celui dont l'existence paraît démontrée dans les régions australes, il deviendrait une cause puissante de refroidissement et peut-être l'accumulation des glaces n'y serait-elle pas moindre qu'au pôle sud. En tout cas, ce phénomène ne saurait produire les brusques effets mécaniques qu'on s'est plu à lui attribuer. Tout au plus, pour maintenir l'invariabilité nécessaire du centre de gravité du globe, devrait-il y avoir un transport lent de la matière terrestre dans la direction du pôle opposé à celui où les neiges s'amoncelleraient et suivant que ce transport affecterait la terre ferme ou l'océan, les effets en seraient diamétralement contraires. Mais, nous le répétons : rien n'est actuellement moins évident que la probabilité de telles alternatives, et ce qu'on sait aujourd'hui de la température des deux hémisphères, d'ailleurs très inégalement partagés au point de vue géographique, établit entre eux des différences trop minimes pour pouvoir servir de base à aucune spéculation sérieuse.

Variations de l'excentricité. — Mais la précession des équinoxes n'est pas seule en jeu. On sait que l'excentricité de l'orbite terrestre est variable et si la formule des astronomes doit être acceptée comme exacte, les limites de ces variations seraient très étendues, car l'excentricité, aujourd'hui égale à $\frac{1}{60}$, pourrait tantôt devenir nulle, tantôt s'élever jusqu'à $\frac{1}{11^{1}/_{2}}$. Dans cette dernière hypothèse, la différence entre le périhélie et l'aphélie, qui est actuellement de 5 millions de kilomètres, deviendrait égale à 26 millions. On conçoit qu'une telle inégalité, si surtout le solstice d'hiver de l'un des deux hémisphères coïncide en même temps avec l'aphélie, puisse amener une aggravation considérable des rigueurs de l'hiver. Sans doute, par contre, l'été serait beaucoup plus chaud. Mais, en général, les saisons extrêmes tournent à l'avantage du froid, l'excès de chaleur de l'été pouvant être insuffisant à fondre les neiges accumulées en hiver, alors surtout que cette fusion fait naître des brouillards qui localisent la chaleur solaire dans les hautes régions de l'atmosphère et empêchent la terre ferme d'en profiter. Tel est le principe de la thèse développée par M. J. Croll (1) et destinée à expliquer la succession périodique, sur chaque hémisphère, de périodes

(1) *Climate and Time.* — *Geol. Magazine*, 1878, p. 390.

Digitized by Google

chaudes et de périodes glaciaires. Cette doctrine a été accueillie avec grande faveur en Angleterre. Mais il s'en faut que tous les physiciens soient absolument d'accord sur les effets que produirait cette combinaison des valeurs de la précession et de l'excentricité. Tandis que, pour M. Croll, un hiver arrivant en aphélie, par une période de grande excentricité, déterminerait le transport vers le nord des alizés du sud-est, et avec eux celui des grands courants marins équatoriaux, venant adoucir la température des hautes latitudes boréales (1), Lyell, au contraire, croyait à un effet inverse et pensait que l'existence d'une plus forte proportion de terres émergées à l'équateur serait une cause de réchauffement pour le climat des régions arctiques.

En outre, on manque jusqu'ici de preuves décisives attestant que le froid et le chaud ont alterné périodiquement dans le passé. Les faits observés semblent plutôt contraires à cette hypothèse, et nous avons cherché à montrer que le développement des glaciers, au début de l'ère quaternaire, ne réclamait pas nécessairement une cause cosmique de froid. C'est pourquoi, sans méconnaître la possibilité théorique d'une influence imputable aux variations de l'excentricité, nous croyons qu'il faut se garder de chercher, dans ce phénomène astronomique encore mal connu, un *chronomètre* permettant d'évaluer en années les périodes chaudes et les périodes froides de l'histoire du globe.

§ 2

CONSIDÉRATIONS SUR LA DURÉE DES TEMPS GÉOLOGIQUES

Incertitude des évaluations de durée. — Rien ne semble plus difficile à apprécier que la durée des temps géologiques. Tout essai de la traduire en chiffres, en se fondant sur le temps qu'exige aujourd'hui la formation d'un dépôt sédimentaire ou l'accumulation d'un massif éruptif, se heurte à cette objection, que les forces naturelles, toujours identiques dans leur essence, ont certainement dû varier dans leur mode d'action. On sait d'ailleurs que ces forces, si elles sont constamment à l'œuvre, ont des périodes de grande activité et d'autres de repos relatif, dont la durée échappe nécessairement à toute appréciation. C'est ainsi qu'on peut bien, à la rigueur, évaluer l'épaisseur moyenne des alluvions qu'une rivière dépose dans une de ses crues ; mais qui peut dire à quels intervalles les anciennes crues ont pu se produire, quand, de nos jours, on voit avec quelle irrégularités les inondations se succèdent?

Il ne faut donc admettre qu'avec une très grande réserve les résultats numériques auxquels divers auteurs ont prétendu arriver. Ce qu'on sait, c'est que la succession si variée des couches sédimentaires et l'incessante transformation des faunes et des flores ont dû exiger un temps considérable. Ce n'est pas trop de l'évaluer en millions d'années. Mais, quand il s'agit de préciser davantage, les

(1) *Geol. Magazine*, 1878, p. 324.

Digitized by Google

données sur lesquelles on est obligé de s'appuyer sont tellement vagues, que, suivant le point de vue qu'on adopte, les chiffres obtenus peuvent varier de 1 à 20, parfois de 1 à 100, et pourtant ces résultats extrêmes ne méritent guère moins de confiance les uns que les autres.

Principe des évaluations. — Sous ces réserves, nous indiquerons brièvement le principe de quelques méthodes d'évaluation. Sir William Thomson, en se fondant sur l'état calorifique actuel du globe et sur la rapidité probable avec laquelle sa chaleur primitive avait dû se dissiper, est arrivé à cette conclusion, qu'on ne saurait faire remonter au delà de cent millions d'années le moment où notre planète, revêtue d'une écorce suffisamment froide, a pu recevoir les premiers germes de la vie organique. Les éléments de l'analyse mathématique qui a conduit à ce résultat sont la conductibilité calorifique moyenne des matériaux terrestres et l'augmentation, actuellement constatée, de la chaleur avec la profondeur. Ces données sont en vérité bien précaires et de plus, en traitant le globe terrestre comme un boulet homogène, primitivement porté au rouge, qui s'est refroidi par rayonnement en demeurant solide, il est douteux que sir William Thomson ait tenu un compte suffisant de l'état originel de notre planète (1).

D'autres auteurs, en supposant une écorce extérieure d'une conductibilité donnée, recouvrant un noyau interne plus conducteur, ont calculé que le refroidissement survenu depuis l'apparition de la vie avait pu employer 25 millions d'années. Contentons-nous de ces résultats et admettons qu'il ne soit pas déraisonnable de renfermer entre 20 et 100 millions d'années le temps nécessaire au dépôt de tous les terrains de sédiment.

Durées relatives des trois ères géologiques. — Il resterait à opérer le partage de ce long intervalle entre les trois grandes ères de l'histoire géologique. C'est ce qu'a tenté M. J. Dana (2), en comparant les épaisseurs respectives des étages sédimentaires, dans les régions où ces épaisseurs atteignent leur maximum et en admettant, à la suite d'une comparaison entre les sédiments détritiques de la région des Apalaches et les calcaires du bassin intérieur, qu'à puissance égale les calcaires, vu la lenteur de leur développement, représentent de *cinq à dix fois plus de temps* que les couches arénacées ou argileuses. D'après cela, les nombres exprimant les durées proportionnelles des grandes ères seraient les suivants :

Ère primaire.	12
— secondaire.	3
— tertiaire.	1

ce qui, suivant qu'on adopte le chiffre de 20 ou celui de 100 millions, donnerait à peu près les durées suivantes : pour les temps primaires, 15 à 75, pour les temps secondaires 4 à 19 et, pour les temps tertiaires, 1,2 à 6 millions d'années. M. Dana paraît disposé à préférer l'hypothèse d'une durée totale de 48 millions d'années, soit 36 pour l'ère primaire, 9 pour l'ère secondaire et 3 pour l'ère ter-

(1) Mellard Reade, *Geol. Magazine*, 1878, p. 147.
(2) *Manual of Geology*, 1875, pp. 581, 481, 585, 591.

Digitized by Google

tiaire (1). Mais ces valeurs s'appliqueraient seulement à l'Amérique, où les formations sédimentaires composent une série assez différente de la série européenne.

Observations diverses. — Les chiffres de M. Dana assignent aux temps primaires une durée incomparablement plus grande que celle des autres périodes. Cependant, les divisions que la paléontologie et la stratigraphie permettent d'introduire sont en nombre à peu près égal dans les trois groupes et ne laissent pas soupçonner une aussi grande inégalité dans leur valeur chronologique. On pourrait dire, il est vrai, que les conditions extérieures s'étant de plus en plus spécifiées à mesure que le globe avançait en âge, les causes de variation des organismes ont dû agir plus rapidement vers la fin des temps. Mais, par contre, il semblerait assez conforme à l'expérience physiologique d'admettre que les débuts de notre planète ont comporté une plus grande rapidité d'évolution. En dehors de ces raisons théoriques, il nous paraît opportun de ne pas oublier que l'activité sédimentaire est en rapport avec la mobilité du sol et qu'un rivage en voie d'affaissement fournira, plus abondamment qu'un autre, la matière de sédiments littoraux. Or c'est évidemment dans les premières périodes de son histoire que l'écorce du globe a offert le plus de mobilité. La sédimentation a donc dû s'y faire plus activement et il serait sans doute injuste d'y vouloir appliquer la même mesure qu'aux périodes modernes. Pour tous ces motifs, nous inclinons à croire que la répartition ci-dessus indiquée devrait être modifiée dans le sens d'une diminution du chiffre relatif à l'ère primaire.

§ 3

RÉSUMÉ COSMOGONIQUE

Nous n'avons pas dissimulé, dans le cours de cet ouvrage, les difficultés sérieuses qui retardent encore la solution de beaucoup de problèmes géologiques et il serait inutile de contester que la science du globe, quelques progrès qu'elle ait faits dans ces dernières années, soit encore loin d'avoir dit son dernier mot. Ce qu'on sait suffit cependant pour qu'on puisse, sans une excessive témérité, essayer de définir, dans une synthèse finale, les grandes lignes de l'histoire de notre terre. C'est ce que nous allons faire brièvement, à titre de résumé des faits et des hypothèses que nous avons eu jusqu'ici l'occasion d'exposer.

L'étude des manifestations de la dynamique terrestre nous a montré qu'en réalité il n'y avait partout que deux puissances en jeu : d'une part la gravité ou attraction centripète, de l'autre la chaleur, chaleur externe ayant sa source dans le soleil, chaleur interne emmagasinée dans les profondeurs du globe. Or ces deux éléments peuvent se réduire à un principe unique, si l'on suppose qu'à l'origine toute l'énergie de notre système planétaire ait été renfermée dans une nébuleuse, c'est-à-dire dans un amas très dilaté de matière vibrante et lumi-

(1) Dana, *op. cit.*, p. 591.

Digitized by Google

neuse, animée d'un double mouvement de rotation et de concentration centripète. Dans ce cas, à la lumière de la thermodynamique, le mouvement de concentration nous apparaît comme une conséquence de la grande loi de la *conservation de l'énergie*, car c'est à la faveur de cette condensation qu'un système défend la provision qu'il possède contre la déperdition extérieure.

Admettant donc la conception de la nébuleuse primitive, on est conduit à diviser l'histoire terrestre en deux phases, de durées sans doute très inégales: une phase *stellaire*, très courte, pendant laquelle le globe, détaché de la nébuleuse solaire, s'est condensé, puis refroidi, jusqu'à ce que sa surface fût recouverte d'une écorce obscure; et une phase *planétaire*, qui se poursuit encore et qui est la seule dont la géologie ait à s'occuper. Le rôle de cette science commence au passage de la première phase à la seconde, alors que la réaction des fluides extérieurs sur la partie superficielle du globe a produit, dans des conditions encore mystérieuses de pression, de température et de milieu chimique, cet assemblage de couches cristallines qui forme le *terrain primitif*.

A partir de ce moment, ainsi que nous l'avons fait remarquer dès le début, l'activité des éléments matériels a subi sur le globe un partage définitif. Tandis que l'énergie intérieure, concentrée sous l'écorce, devait se manifester au dehors, plutôt par saccades que d'une manière continue, en plissant et en fracturant la croûte terrestre, l'énergie extérieure, ayant son principe dans l'action du soleil, combinée avec celle de la pesanteur, était destinée à subir une évolution continue par elle-même. Mais assujettie à ressentir le contre-coup des variations plus ou moins brusques de l'activité interne, cette évolution allait, elle aussi, progresser d'une manière inégale, recevant, de temps à autre, une impulsion nouvelle des phénomènes produits sous l'empire de causes profondes.

En premier lieu, l'écorce originelle, peu épaisse et mal soutenue, a dû chercher son assiette jusqu'à ce que les premiers linéaments de la géographie du globe eussent été définis. C'est alors que se sont dessinées à sa surface les zones faibles et les zones résistantes, ces dernières, sous forme d'îlots, constituant les premiers noyaux de l'*aride* ou des continents, tandis que, dans les dépressions, s'accumulait l'élément liquide, à peine partagé en océans distincts.

Ce premier acte une fois accompli, la vie a pris possession du globe, non, à ce qu'il semble, d'une façon progressive et par une lente évolution d'organismes inférieurs, mais, autant qu'on en puisse juger, par l'apparition presque immédiate de types possédant toute la perfection que comportaient les circonstances ambiantes. De plus, ces types étaient les mêmes sur toute la surface terrestre, et si, pour les organismes marins, cette similitude s'explique, à la rigueur, par l'immense étendue et la libre communication de toutes les mers, du moins le caractère des premières flores continentales nous oblige à admettre une répartition de la chaleur et de la lumière tout autre que celle qui prévaut aujourd'hui. On a vu qu'à nos yeux cette répartition, produisant l'égalité absolue des climats, exigeait un soleil nébuleux et très dilaté.

Digitized by Google

Les débuts de la vie continentale ont été caractérisés par le règne à peu près exclusif de végétaux dont rien ne contrariait la croissance, se développant, par une température simplement tropicale, au sein d'une atmosphère humide, sans doute chargée de nuages, qui ne laissaient arriver à la terre que des rayons diffus. Les seuls animaux terrestres que cette végétation ait abrités sont de ceux dont les congénères actuels recherchent l'ombre et l'éclat de couleurs qui fait aujourd'hui le charme de la nature n'avait à cette époque aucune raison de se manifester.

Mais l'atmosphère se purifiait par le fait même de cette végétation et de son enfouissement dans les immenses lagunes qui bordaient des continents dont le relief était très faible et le contour encore mal défini. Les animaux terrestres apparurent, représentés par les reptiles. L'énergie intérieure, qui s'était déjà traduite, à bien des reprises, par des éruptions profondes, où la décroissance de la cristallinité atteste la diminution progressive du pouvoir des dissolvants, devint de plus en plus apte à se manifester au dehors et aboutit à une sorte de paroxysme, qui produisit les grands épanchements permiens et triasiques; après quoi le calme vint et d'abondantes émanations, suite naturelle des éruptions, tapissèrent de minéraux divers les fentes ouvertes dans l'écorce.

Durant cette ère de paix, où le travail mécanique de la sédimentation était faible, les organismes purent s'employer, sur une échelle notable, à l'accroissement de l'écorce. C'est pendant cette période que, sur la végétation terrestre, se manifestent les premiers signes d'une différenciation des climats, c'est-à-dire d'une individualisation mieux marquée de l'astre central. Mais cette transformation est lente à se produire et, longtemps encore, les pôles vont jouir d'une température clémente. Pour que ce privilège leur soit enlevé, il faudra que, de nouveau, l'activité intérieure se réveille et, faisant émerger de grandes masses continentales, imprime à l'écorce, par une série de soubresauts successifs, ces mouvements qui porteront dans les airs les Pyrénées, les Alpes et autres grandes chaînes de montagnes. Sur le globe, enfin pourvu d'un relief qui longtemps lui avait fait défaut, les mammifères, frappés, on peut le dire, depuis leur première apparition, d'une sorte d'arrêt de développement, vont s'épanouir et se multiplier jusqu'à ce qu'ils trouvent leur suprême expansion dans les gigantesques proboscidiens du miocène supérieur et du pliocène. A la faveur de la variété des conditions externes, la végétation revêt une ampleur et une diversité de formes jusqu'alors inconnues et fournit partout aux herbivores une abondante nourriture.

Cependant la condensation du soleil se poursuit et, avec elle, le refroidissement des extrémités polaires. A ce moment, alors que le soulèvement des grandes chaînes vient d'élever dans les hautes régions de puissants instruments de condensation, un ensemble de circonstances encore mal expliquées imprime, dans les latitudes tempérées, une activité extraordinaire aux précipitations atmosphériques. C'est l'ère des glaciers et des grands cours d'eau, où les vallées se déblayent, où les fertiles alluvions se déposent, où les torrents, faisant l'office de

Digitized by Google

pionniers et de mineurs, non seulement rendent les montagnes accessibles jusqu'à leur centre, mais stratifient, à la base de leurs déjections, les métaux précieux arrachés au quartz des filons.

Alors apparaît l'homme, que sa seule constitution physique place déjà au sommet de l'embranchement des vertébrés. Cet embranchement s'était manifesté pour la première fois dans les eaux, sous la forme des poissons, dépourvus de membres antérieurs, avec leur colonne vertébrale horizontale, contenant dans son plan la ligne des yeux, et leur capacité cérébrale réduite au minimum (1). L'être qui va désormais dominer la création est destiné à une station verticale et c'est en haut que ses regards se porteront le plus volontiers. Le plan de ses yeux est à angle droit sur son épine dorsale; la dimension relative de son cerveau est portée au maximum et c'est chez lui que les membres antérieurs, ceux qui avoisinent la tête et en exécutent les inspirations, ont reçu le plus grand développement. Rien de plus parfait ne peut donc se concevoir, et si l'on cherche quelque nouveau terme à venir, il semble qu'on ne puisse imaginer autre chose qu'une ère où dominerait l'*Ame*, dégagée des liens de la matière. En dehors de cette espérance, il n'y a, pour tout ce qui nous entoure, que de sombres perspectives à entrevoir. Le progrès de l'émersion des terres boréales paraît destiné à étendre de proche en proche l'influence des glaces polaires. Le soleil, dont la condensation est déjà très avancée, ne trouvera bientôt plus, dans le retrécissement de son diamètre, une source suffisante pour l'entretien de sa chaleur et à sa surface apparaîtront de larges taches, destinées à se transformer en une écorce obscure. Le jour où l'extinction de l'astre central sera consommée, nulle réaction physique ou physiologique ne pourra plus s'accomplir sur notre terre, alors réduite à la température de l'espace et à la seule lumière des étoiles. Mais peut-être, avant d'en arriver là, aura-t-elle déjà perdu ses océans et son atmosphère, absorbés par les pores et les fissures d'une écorce dont l'épaisseur doit s'accroître chaque jour.

Le tableau qui vient d'être tracé et dans lequel éclate si bien la poursuite constamment ordonnée d'un plan aux lignes grandioses, est le résultat d'une analyse quelquefois hardie, mais toujours scientifique et appuyée sur l'observation et l'expérience. C'est systématiquement que nous nous sommes maintenu sur ce terrain et nous pensons que notre démonstration n'en aura que plus de force aux yeux de ceux qui, comme nous, voudront y chercher un témoignage en faveur de croyances supérieures, autrement importantes, il faut bien l'avouer, pour le perfectionnement de l'humanité, qu'une connaissance plus exacte du sol qu'elle foule aux pieds!

(1) Voir les belles études de M. J. Dana sur la *céphalisation* dans l'*American Journal of Science and Arts*. — *Manual of Geology*, 1875, p. 596.

Digitized by Google

ÈRES.	PÉRIODES.	ÉPOQUES.	ÉLÉMENTS ORGANIQUES CARACTÉRISTIQUES.						PHÉNOMÈNES INORGANIQUES.	
			VERTÉBRÉS.		*INVERTÉBRÉS.*		*VÉGÉTAUX.*		*ÉRUPTIONS.*	*DISLOCATIONS, etc.*
	PRIMITIVE.	*Gneiss granitoïde.* *Micaschistes.*							Granite gneissique.	Première ébauche des continents.
PRIMAIRE.	*CAMBRIENNE.*	*Ardennaise* *Scandinavienne.*			*RÈGNE DES TRILOBITES.*	Vers arénicoles, Oldhamia. Paradoxides.	Algues?		Granites, Diorites, Diabases.	Plissements du massif armoricain et des Ardennes.
	SILURIENNE.	*Armoricaine.* *Bohémienne.*	Premiers Poissons.			Trilobites, Graptolithes, Céphalopodes.	Prem. flore terrestre.			
	DÉVONIENNE.	*Rhenane.* *Eifélienne.* *Famennienne.*	*RÈGNE DES POISSONS.*	Ganoïdes hétérocerques. Holoptychius, Cephalaspis.		Spirifer, Calceola, Stringocephalus, Goniatites.	*RÈGNE DES ACROGÈNES ET DES GYMNOSPERMES.*	Précurseurs de la flore houillère.	Granulites, Diabases, Filons stannifères.	
	PERMO-CARBONIFÈRE.	*Anthracifère.* *Houillère.* *Permienne.*	*RÈGNE DES LABYRINTHODONTES.*	Amphibies, Sauriens, Dinobatraciens Palæoniscus.	Coraux, Productus Fusulina. — Productus, Strophalosia.			Cycopodiacées, Fougères, Calamodendrées, Conifères.	Porphyres et porphyrites. Mélaphyres et pechsteins.	Ridement du Hainaut.
SECONDAIRE (in part.).	*TRIASIQUE.*	*Vosgienne,* *Franconienne.* *Keupérienne.*		Ceratodus, Chirotherium, Simosaurus, Dinosauriens, Thériodontes.	Ceratites, Encrinus. Ammonites, Halobia, Monotis.			Voltzia, Cycadées, Fougères arborescentes.	Mélaphyres, Euphotides, Épanchements quartzeux. Gîtes cuprifères.	Failles du Morvan.
	SÉRIE JURASSIQUE. *LIASIQUE.*	*Rhétienne.* *Hettangienne.* *Sinémurienne.* *Liasienne.* *Toarcienne.*	*RÈGNE DES SAURIENS.*	Premiers mammifères. Enaliosauriens Squales, Ganoïdes homocerques.	*RÈGNE DES AMMONITES, DES BÉLEMNITES ET DES BRACHIOPODES.*	Avicula, Cardinia. Gryphæa, Pecten. Waldheimia.	*RÈGNE DES CYCADÉES.*	Podozamites, Pterozamites, Pterophyllum.	Filons quartzeux, barytiques et plombifères.	
	OOLITHIQUE.	*Bajocienne.* *Bathonienne.* *Oxfordienne.* *Corallienne.* *Kimmeridgienne.* *Portlandienne.*		Marsupiaux, Plagiaulax. Sauriens, Dinosauriens, Crocodiliens. Archæopteryx.		Coraux, Echinides, Diceras, Lima, Trigonia, Pterocera, Nerinea.		Araucaria, Zamites, Otozamites, Lomatopteris.		Émersion progressive du bassin anglo-français.

Digitized by Google

ÈRES.	PÉRIODES.		ÉPOQUES.	ÉLÉMENTS ORGANIQUES CARACTÉRISTIQUES.					PHÉNOMÈNES INORGANIQUES.	
				VERTÉBRÉS.		INVERTÉBRÉS.		VÉGÉTAUX.	ÉRUPTIONS.	DISLOCATIONS, etc.
SECONDAIRE (in part.).	SÉRIE CRÉTACÉE.	INFRA-CRÉTACÉE.	*Néocomienne.* *Urgonienne.* *Aptienne.* *Albienne.*	RÈGNE DES DINOSAURIENS.	Iguanodon. Lepidotus.	CÉPHALOPODES A TOURS DÉROULÉS ET RUDISTES.	Ammonites. Crioceras, Hamites, Duvalia, Requienia. Inoceramus.	Fougères, Cycadées et Conifères (Sequoia, Pinus, Cedrus).		Maximum de l'émersion du bassin anglo-français.
		CRÉTACÉE.	*Cénomanienne.* *Turonienne.* *Sénonienne.* *Danienne.*	OISEAUX REPTILIENS.	Ichthyornis. Ilesperornis. Mosasaurus. Corax, Otodus.		Scaphites, Turrilites, Hippurites, Sphærulites. Radiolites, Micraster.	Apparition des Angiospermes. Premiers Palmiers.		Nouvelle immersion du bassin anglo-français. Contraction de la zone tropicale.
TERTIAIRE.	ÉOCÈNE		*Suessonienne.* *Parisienne.* *Ligurienne.*	RÈGNE DES MAMMIFÈRES.	*PACHYDERMES.*	RÈGNE DES GASTROPODES ET DES ACÉPHALES.	Nummulites. Alveolina. Cerithium, Crassatella.	RÈGNE DES ANGIOSPERMES. Quercinées et Laurinées. — Phœnix, Sabalites, Flabellaria.	Serpentines, Euphotides, Ophites. Liparites granitoïdes.	Émersion. Retour de la mer nummulitique. Soulèvement des Pyrénées et des Apennins.
	MIOCÈNE.		*Tongrienne.* *Aquitanienne.* *Mayencienne.* *Helvétienne.* *Tortonienne.*		*RUMINANTS. CÉTACÉS. SQUALES.*		Murex, Voluta, Pyrula, Scutella, Clypeaster.	Maximum de la richesse végétale.	Basaltes anciens de l'Auvergne. Andésites, Dacites et minerais nobles de Hongrie.	Invasion de la mer mollassique. Soulèvement des Alpes.
	PLIOCÈNE.		*Messinienne.* *Astienne*		*PROBOSCIDIENS.*		Pecten Pectunculus Nassa.	Déclin de la flore.	Domites, Trachytes, Andésites et Basaltes.	Apparition des hivers. Soulèvement des Andes?
MODERNE.	RÉCENTE.		*Quaternaire.* { *El. antiquus.* *El. primigenius* *Renne.* *Tourbe.*	Extinction des grands proboscidiens. Apparition de l'homme.		Faune actuelle.		Flore actuelle.	Volcans latins. Volcans à cratères d'Auvergne.	Grands glaciers et Loess. Limon à cailloux éclatés. Adoucissement de la température

Digitized by Google

Digitized by Google

INDEX ALPHABÉTIQUE

A

Aachénien, 928, 975.
Aalénien, 850, 851.
Abietites, 914, 948 (1).
Abîme, 256.
Ablation glaciaire, 255, 278.
Abrolhos, 349.
Absorption atmosphérique, 86.
Abyssale (Faune), 128.
Acacia, 988.
Acadien, 674.
Acanthoceras, 911, 946.
Acanthotelson, 732.
Acanthothyris, 846.
Acerotherium, 1030.
Acervularia, 709.
Acheul (Saint-), 1078.
Acheuléen, 1078.
Acides (roches), 552, 563.
Açores, 91, 485.
Acrodus, 794, 817.
Acrogènes, 734.
Acrosalenia, 847
Actinocamax, 946.
Actinocrinus, 733.
Actinodon, 731.
Actinote, 534.
Adapis, 985.
Aegoceras, 818.
Affaissements, 359, 515, 1196.
Affleurement, 652.
Affouillements, 187.
Afrique, 69, 727, 774, 813, 1026, 1055.
Agalysiens (terrains), 640.
Agde, 1155.
Age des filons, 1171.
Age des montagnes, 1194, 1200.
Age des roches, 553, 1119.
Agelacrinus, 661.
Agenais, 1039.
Agglutination, 310.
Agnostus, 661.
Ahrien, 724.
Aimé (Mont-), 953.
Aix, 1019, 1049.
Aix-la-Chapelle, 975.
Alabama, 1027.
Alberese, 1025.
Albertia, 796.
Albien, 909.
Albite, 532.
Alet (grès d'), 969,
Alethopteris. 735.
Algérie, 899, 939, 979, 1026, 1072.
Alignements, 57, 1194.
Alimentation glaciaire, 254, 277.
Alios, 323.
Alleghanys, 69, 1222.
Allemagne du Nord, 1024, 1053.
Alluviales (plaines), 213.
Alluvionnement, 208.
Alluvions, 209.
Alluvions anciennes, 1065, 1072, 1095.
Almaden, 1181.
Alpes, 75, 266, 629, 673, 701, 765, 773, 806, 836, 892, 898, 939, 963, 978, 1012, 1044, 1068, 1140, 1155, 1197, 1202.
Alpes autrichiennes, 630, 1210.
Alpes centrales, 629, 1208.
Alpes occidentales, 629, 1196, 1199, 1202, 1203.
Alpes principales, 1196, 1202, 1207.
Alpin (éocène), 1012.
Alpin (trias), 807.
Alsace, 627, 799.
Alsophila, 988.
Altenberg, 1144, 1173.
Altération des roches, 315, 320.
Altitude, 58, 59, 89.
Alumine, 531, 535.
Alunifères (schistes), 665.
Alunite, 1148, 1164.
Alveolina, 988.
Alvéolines (calc. à), 1015, 1017.
Amalthéidés, 818.
Amas, 1167, 1189, 1192.
Amblygonite, 533.
Amblypterus, 732.
Ambre, 1025.
Amérique, 69, 634, 674, 701, 727, 774, 813, 980, 1026, 1072, 1077, 1165.
Ammonites, 794, 817, 843.
Ammonitico (calcaro), 898.
Ammonitidés, 794.
Amorphes (éléments), 546.
Ampélites, 695, 749.
Amphibamus, 731.
Amphiboles, 534.
Amphibolite, 593, 620, 632, 1128, 1130, 1141.
Amphiboloschiste, 620.
Amphicyon, 1031.
Amphigène, 532.
Amphimeryx, 986.
Amphiope, 1032.
Amphistegina, 1032.
Amphitherium, 841.
Amplexus, 733.
Ampullaria, 818.
Amygdaloïdes, 595, 599.

(1) Les noms de fossiles, imprimés en italiques, sont ceux des genres mentionnés dans l'aperçu paléontologique propre à chaque période.

Digitized by Google

Anagénites, 644.
Analyse des roches, 538, 539.
Anamésite, 600, 1165.
Ananchytes, 947.
Anchitherium, 1031.
Ancienneté des vallées, 1230.
Ancillaria, 987.
Ancyloceras, 911.
Ancylotherium, 1031.
Andalousite, 534.
Andes, 504, 1166, 1196.
Andésine, 532.
Andésite, 588, 1126, 1146, 1147, 1148, 1159, 1161, 1162, 1165, 1187.
Andlau, 1127.
Andreasberg, 1143.
Angiospermes, 943, 948.
Angleterre, 635, 662, 682, 720, 740, 812, 834, 852, 922, 972, 1006, 1051, 1060, 1219.
Angleterre (syst. du nord de l'), 1196.
Angoulême, 971.
Angoumien, 944.
Anhydrite, 314, 646, 769, 798, 802.
Animaux terrestres (action des), 324.
Anisopus, 793.
Anjou, 698, 717, 882, 1038.
Annélidien, 662.
Annularia, 681, 736.
Anomopteris, 796.
Anomozamites, 848, 914.
Anoplotherium, 986.
Anor (grès d'), 712.
Anorthite, 532, 534.
Anthracifère, 731.
Anthracite, 647, 780.
Anthracomya, 733.
Anthracosia, 733.
Anthracotherium, 1030.
Anthrapalæmon, 732.
Anticlinal (axe), 1207, 1221.
Anticlinal (pli), 1197.
Antilope, 1031.
Anvers, 1061.
Anversien, 1059.
Apalaches, 775, 813, 1222.
Apatite, 533, 1176.
Apennins, 490, 898, 939, 878, 1069, 1155, 1220.
Aphanites, 594.
Aphélie, 30, 1253.
Aphelosaurus, 731.
Apiocrinus, 847.
Aplatissement terrestre, 37.
Aplite, 1128.
Aporrhaïs, 912.
Appareils littoraux, 158.
Appareils volcaniques, 401.
Aptien, 909.
Aptychus, 843.
Aquitaine, 1010, 1039, 1063.
Aquitanien, 1033.
Aralia, 948.
Araucaria, 848, 948.
Araucarites, 819.
Arca, 679, 1031, 1059.
Archæocidaris, 733.
Archæocyathus, 661.
Archæopteryx, 842.
Archéen, 615.
Archegosaurus, 731.
Arctiques (régions), 705, 778, 814, 1027.
Arctocyon, 985.
Ardennais (étage), 659.
Ardenne (ridement de l'), 1218,
Ardennes, 667, 710, 824, 868, 920, 957, 1129.
Ardents (terrains), 491.
Ardoises, 645, 668, 698.
Ardoisiers (schistes), 698.
Arénacés (dépôts), 643.
Arène, 316.
Arenicolites, 660.
Arenig, 683.
Argent, 1180, 1183, 1186, 1187.
Argile, 535, 645.
Argile rouge, 175, 311.
Argilolithe, 769, 1139, 1144.
Argilophyre, 574, 1129.
Argiope, 987.
Argonne, 922.
Argovie, 889.
Argovien, 850, 851.
Ariège, 1017.
Ariès (Saint-), 1064.
Arionellus, 661.
Arkose, 645, 804, 1022, 1041.
Armagnac, 1040.
Armaille, 891.
Armissan, 1048.
Armoricain (étage), 677.
Armoricain (grès), 693, 695.
Armorique, 669, 695, 717, 763, 1009, 1037, 1038, 1062, 1132.
Arno (val d'), 1069.
Arran, 577, 1141.
Artésiennes (nappes), 237.
Artésiens (puits), 238, 372.
Arthon, 1010.
Arthrophycus, 680.
Arthrostigma, 710.
Artois, 76, 1002, 1218.
Arvonien, 633.
Asaphus, 679.
Asidères, 608.
Asie, 68, 774, 813.
Asphalte, 648.
Aspidoceras, 843.
Aspidorhynchus, 842.
Asplenium, 848.
Assilina, 988.
Assise, 656.
Astarte, 818.
Astartes (calc. à), 863, 887.
Astartien, 849.
Astéries (calc. à), 1039.
Asterophyllites, 736.
Astien, 1059.
Astræa, 346.
Astylospongia, 661, 680.
Atherfield, 923.
Athyris, 707, 733.
Atlantique (océan), 76, 105.
Atmosphère, 53, 87, 134.
Atmosphériques (courants), 90.
Atmosphériques (précipitations), 175.
Atolls, 353.
Atrypa, 679, 707.
Aturia, 987.
Aubois, 1022,
Augite, 535.
Augitophyre, 597.
Aulacothyris, 846.
Aulopora, 709.
Aunis, 521.
Auréoles à extinction, 571.
Auricula, 1059.
Aurières, 1175.
Aurillac, 1042, 1146.
Aurochs, 1076.
Ausseing, 969.
Australie, 70, 1077, 1175, 1187.
Autunois, 761.
Auvergne, 1097, 1136, 1216.
Auvers, 998.
Auxois, 827.
Aveyron, 758, 884.
Avicula, 679, 818, 844.
Avicula contorta (zone à), 821.
Aviculopecten, 709, 733.
Axe des pôles, 30.
Axe volcanique méditerranéen, 1196.
Aymestry, 685.

B

Bactrites, 708.
Baculites, 946.
Baculites (calc. à), 954.
Bagshot, 1007.
Baiera, 819, 848.
Bairdia, 798.
Bajocien, 849, 859.
Bakou, 490.
Bala, 683.
Balæna, 1030.
Balkans, 770, 811, 1229.
Ballons (syst. des), 1196, 1222.
Banat, 1162.
Banatites, 585, 1162.
Bandes boueuses, 258.

Digitized by Google

Bangka, 1175.
Bangor, 662.
Barrages, 213, 286.
Barres, 218.
Barrières (récifs), 348.
Barrois (calc. du), 876.
Barton, 1007.
Bartonien, 989.
Basalte, 603, 1126, 1146, 1147, 1148, 1150, 1151, 1155, 1158, 1161, 1164, 1166.
Basaltite, 599, 1137.
Basanite, 598.
Basiques (roches), 552, 592.
Bassin de réception, 186.
Bathonien, 849, 860.
Bathybius, 132.
Bathygnathus, 793.
Bauxite, 535.
Baveno, 1140.
Bavière, 628, 692, 902, 978, 1014.
Bazas, 1040.
Beania, 847.
Beauce (calc. de), 1034.
Beauchamp (sables de), 998.
Beaujolais, 1134, 1136, 1216.
Beausset (Le), 935, 964.
Bedoule (La), 935, 936.
Belemnitella, 946.
Belemnites, 817, 843, 912, 946.
Bélemnites (calc. à), 828.
Bélemnites (craie à), 952.
Belgique, 700, 748, 804, 974, 1002.
Belledonne, 75, 1200, 1203.
Bellerophon, 733.
Belodon, 793, 816.
Beloptera, 987.
Belosepia, 987.
Belvédère, 1071.
Bembridge, 1008.
Bergh, 1052.
Bernon (mont), 993.
Berri, 826, 827, 829, 877, 958, 1021.
Berrias, 894.
Béryl, 533.
Beryx, 944.
Beyrichia, 679.
Biarritz, 1015, 1153.
Bigarré (grès), 801.
Bilin, 1162.
Bilobites, 680, 698, 700.
Biot, 1068, 1155.
Biotite, 533.
Birid (calc. de), 665.
Bitume, 1150.
Bitumineux (schistes), 761.
Black band, 741.
Blackdown, 926.
Blattina, 732.
Blaye, 1010.
Bleiberg, 1192.
Blende, 1182, 1183, 1184, 1192.
Blocs erratiques, 643, 1095.
Bocage (syst. du), 1196.
Bog-head, 761.
Bogoslow (île), 425.
Bogoslowsk, 1179.
Bohême, 631, 672, 689, 768, 977, 1143, 1168, 1173, 1184.
Bohémien, 677.
Bohnerz, 1020.
Bois flotté, 337, 339.
Bois-Gouët, 1010.
Bolderberg, 1052.
Boldérien, 1052.
Boll (schistes de), 836.
Bollène, 1063.
Bolonien, 850, 851.
Bolus, 1020.
Bombes volcaniques, 594.
Bonanza, 1186.
Bone-bed, 820, 825, 826, 834, 835.
Boom, 1052.
Borax, 486.
Bordelais, 1040.
Bornia, 738.
Bort, 1147.
Botryopygus, 913.
Boue (déluges de), 396.
Boue (îles de), 229.
Boue à diatomées, 343.
Boue à globigérines, 342.
Boue à radiolaires, 343.
Boue glaciaire, 275.
Boulder-clay, 1099.
Boulonnais, 700, 716, 752, 806, 865, 926, 955, 994, 1220.
Bourbon-l'Archambault, 389.
Bourbonne-les-Bains, 388.
Bourgogne, 825, 828, 876, 957, 959.
Boussole, 653, 1168.
Boutaresse, 1067, 1147.
Bovey-Tracey, 1051.
Brabant, 700, 1130.
Bracheux, 990.
Brachyphyllum, 848.
Bracklesham, 1007.
Bradford, 853.
Bradfordien, 849, 851.
Bray (pays de), 864, 927, 1218.
Brèche andésitique, 1146.
Brèches, 644.
Brèches de friction, 1121.
Brèches ossifères, 325, 1093.
Brésil, 675, 777, 1113, 1188.
Bresse, 1051, 1065, 1217.
Bretagne, 520, 624, 669, 695, 717, 763, 1038, 1132.
Brie (calc. de), 1001.
Brisgau, 1161.
Bristol, 812.
Brithopus, 731.
Brockenhurst, 1008.
Bronteus, 679, 707.
Brontozoum, 793.
Bronze (âge du), 1079.
Bronzite, 535.
Brulon, 717.
Bruxellien, 1004.
Bryozoaires, 345.
Buchiceras, 946.
Budleigh Salterton, 813.
Bufadors, 1155.
Bugey, 888, 890.
Buquants, 959.
Burnot, 712.
Byssacanthus, 706.

C

Cabrières, 1050.
Cadibona, 1054.
Caen, 860.
Cænopithecus, 985.
Cænothyris, 794.
Caerfai, 662.
Caffiers, 717.
Caillasses, 997.
Cailloux impressionnés, 644.
Cailloux roulés, 209.
Cailloux striés, 275.
Caithness, 721.
Calabre, 497, 1070.
Calaminaires (gîtes), 1192.
Calamine, 1192.
Calamites, 710, 735.
Calamodendron, 736.
Calamophyllia, 847.
Calcaire grossier, 995.
Calcaires, 647.
Calcaires coralliens, 362,
Calcaires marneux blancs-jaunâtres, 877.
Calcaires oolithiques, 363.
Calcaréo-trappéen (terrain), 1155.
Calcareous grit, 855.
Calceola, 709.
Calcéoles (schistes à), 712.
Calcifère (grès), 702, 745.
Calcschistes, 622.
Caldeira, 452, 1146.
Californie, 814, 1072, 1181, 1185.
Callovien, 851.
Calottes glaciaires, 288.
Calvados, 519, 833.
Calymene, 679.
Calymènes (schistes à), 694, 696.
Cambrien, 659.
Camelopardalis, 1031.
Campan, 720.
Campanien, 944.

Digitized by Google

Campbon, 1010.
Campil, 808.
Campine, 1105.
Canadien, 702.
Cancellophycus, 848.
Cannel-coal, 746.
Cannstadt, 1092.
Cañons, 204, 1223.
Cantal, 1067, 1146.
Cap (Le), 774, 1188.
Caprina, 947.
Caprotina, 912, 947.
Caprotines (calc. à), 935, 938.
Capulus, 679.
Caradoc, 683.
Carbone, 537.
Carbonifère (calc.), 748.
Carcassonne, 1017.
Carcharodon, 1031.
Carcharopsis, 732.
Cardinia, 818.
Cardiola, 679, 709.
Cardita, 795, 988.
Cardium, 709, 818, 988.
Carentonien, 944.
Cargneule, 647, 769.
Carpathes, 838, 898, 939.
Carrée (pierre), 764, 1133.
Cartennien, 1055.
Casanna, 673.
Cascades, 207.
Caspienne (mer), 309.
Cassian (Saint-), 810.
Cassidulus, 947.
Cassis, 987.
Cassitérite, 1173.
Cassures, 1197, 1198.
Castillot, 1022.
Castors, 325.
Catalogne, 1154.
Catavothra, 243.
Catini (Monte), 1178.
Catskill, 702, 728.
Caucase, 268, 490.
Caulopteris, 710, 735, 796.
Causses, 205, 884, 1022.
Cavernes, 242, 325, 1092.
Caylux, 1023.
Cebochœrus, 985.
Cedrus, 914.
Ceintures (récifs), 348.
Celle (La), 1092.
Cendre permienne, 769.
Cendres de houille, 780.
Cendres feldspathiques, 1142.
Cendres volcaniques, 395.
Cengle (Le), 1019.
Cénomanien, 944.
Cephalaria, 243.
Cephalaspis, 706.
Ceratites, 794, 946.
Ceratodus, 794.
Cercis, 988.
Céreste, 1048.
Cerin, 890.
Cerithium, 912, 987, 1031.
Cernay, 992.
Ceromya, 844.
Cervus, 1031, 1076.
Cétacés, 1030.
Cetiosaurus, 842.
Cévennes, 625, 895, 1134.
Cézallier, 1147.
Chœropotamus, 986.
Chætetes, 733.
Chagny, 1066.
Chailles, 872.
Chaînes, 1199, 1210.
Chaînes alpines, 1203.
Chaînes subalpines, 1203.
Chalcopyrite, 1178, 1179, 1182.
Chaleur interne, 366.
Chaleur solaire, 84, 1249.
Chaleur terrestre, 84, 1249.
Chalindrey, 826.
Châlonnaise (côte), 1217.
Châlons-sur-Vesle, 990.
Chalosse, 1015.
Chama, 912.
Chamacés, 846, 912.
Chamærops, 1059.
Chambaran, 1065.
Champagne, 957, 959.
Champigny, 1000.
Champs de glace, 288.
Chanteloube, 1175.
Chapeau de filon, 315, 1178.
Charentes, 882, 970.
Charmouthien, 821.
Chartreuse (Grande-), 751, 1198, 1203.
Château-Landon, 1001.
Chazy, 702.
Cheire, 404, 1149, 1150.
Chelléen, 1078.
Chelles-sur-Marne, 1082.
Chéloniens, 842.
Chemnitzia, 843.
Chemung, 728.
Chenopus, 1059.
Chert, 646.
Chessy, 672, 1178.
Chili, 474, 522, 840, 1196.
Chimiques (actions), 308.
Chine, 491, 635, 774, 1085, 1175.
Chirotherium, 793.
Chloritée (craie), 949.
Chlorites, 533.
Chloritoschiste, 621.
Chlorophyre, 583.
Choin-bâtard, 830.
Chokier, 750.
Chondrites, 820, 848, 989.
Chonetes, 733.
Chotts, 232, 1107.
Chromatiques (phénomènes), 543.
Cidaris, 847, 947.
Cimini (monts), 1156.
Cincinnati, 702.
Cinérites, 1067, 1146, 1148.
Cinnamomum, 988, 1033.
Ciply, 974.
Cipolin, 622, 625, 627.
Cirques, 306.
Claiborne, 1027.
Clansayes, 937.
Clape (La), 938.
Clars, 937.
Clathropteris, 796, 820.
Clausilia, 1076.
Clausthal, 1168, 1182.
Clepsysaurus, 795.
Climats, 98.
Clinton, 702.
Clintonites, 533.
Closaque, 835.
Cluse, 1200, 1206, 1210.
Clymenia, 708.
Clyménies (couches à), 726.
Clypeaster, 1032.
Clypéastres (calc. à), 1055.
Clypeus, 847.
Coal-measures, 741.
Coblencien, 711, 724.
Coccolithes, 133.
Coccosteus, 706.
Cochliodus, 732.
Coelaster, 709.
Coeloceras, 843.
Coelopleurus, 988.
Coins calcaires, 1208, 1258.
Coirons, 1044, 1151.
Coléoptères, 817.
Colonnades basaltiques, 1126.
Colonnes de minerai, 1189.
Colorado, 204, 1185, 1186.
Combe, 1198.
Comblement des estuaires, 220.
Comblement des lagunes, 162.
Combustibles, 536, 647.
Comptonia, 1032.
Comstock lode, 1185.
Comtat, 1049, 1063.
Conchylien, 793.
Concrétionnés (filons), 1170, 1181.
Concrétions, 646.
Condros, 715.
Cône de déjection, 189.
Cônes volcaniques, 431.
Confluents, 212.
Congeria, 1059.
Congéries (couches à), 1063, 1069, 1071.
Conglomérats, 643, 1120.
Conifères, 710, 736, 819, 848, 914.

Digitized by Google

Coniston, 684.
Connecticut, 813.
Conocardium, 709, 733.
Conocephalites, 661.
Conoclypeus, 1032.
Conocoryphe, 661.
Consolidation des roches, 558.
Continents, 54, 55, 58, 68, 71.
Contraction solaire, 1251.
Conularia, 679.
Conus, 987.
Convexité des mers, 66.
Convergence des glaciers, 280.
Convexité du fond des mers, 66.
Coombola, 746.
Coquins, 921.
Corallien, 849.
Coralliens (calcaires), 362.
Coralliens (récifs), 348.
Coralliennes (îles), 353.
Coralligènes (espèces), 344.
Corallines, 119, 341.
Coral rag, 855.
Coraux (zone des), 119.
Corax, 944.
Corbières, 806, 938, 967, 1017, 1216.
Cordaites, 736.
Cordiérite, 533.
Cordon littoral, 160.
Corindon, 535.
Cornbrash, 853.
Cornéennes, 1127, 1131.
Cornes (rouges et vertes), 625.
Cornifère, 728.
Cornouailles, 1142, 1168, 1174, 1188, 1191.
Cornstones, 721.
Cornubianite, 618, 1131.
Corrèze, 760.
Corse, 1055, 1141.
Corse et Sardaigne (système de), 1196.
Corsite, 593.
Coryphodon, 986.
Cosmoceras, 843.
Cosmogonie, 1256.
Côte-d'Or (système de la), 1196.
Cotentin, 519, 624, 670, 693, 717, 806, 833, 954, 1009, 1059, 1062, 1130.
Côtes, 56, 154.
Cotopaxi, 396, 416.
Couche, 656.
Coulées de laves, 401, 406.
Coulées éruptives, 1116, 1121.
Coumi, 1054.
Coupures transversales, 1199, 1200, 1206.
Courants atmosphériques, 90.
Courants marins, 100.
Courny (Puy), 1043, 1146.
Cours d'eau souterrains, 241.
Couseranite, 534, 1154.
Crag, 1060, 1061.
Craie, 363, 647, 941.
Craie blanche, 951.
Craie chloritée, 949.
Craie marneuse, 950.
Craie noduleuse, 951.
Craie tuffeau, 961.
Crania, 946.
Crassatella, 988.
Cratères, 435, 1126, 1150, 1154.
Cratères d'effondrement, 438.
Cratères d'explosion, 438.
Cratères de soulèvement, 442.
Cratères-lacs, 440.
Credneria, 948.
Crétacé (système), 941.
Crétacée (série), 792, 908, 941.
Crête, 1198.
Creusement par les cours d'eau, 195, 204, 1230.
Crevasses de glaciers, 261.
Crevasses séismiques, 508.
Crimée, 978.
Crioceras, 911.
Cristallites, 546.
Cristallitique (texture), 557.
Cristallophylliens (terrains), 640.
Croatie, 1071.
Crocodiliens, 816, 842, 944, 986.
Croiseurs, 1168, 1189.
Crossoptérygiens, 706.
Crotalocrinus, 679.
Croûte primitive, 612.
Crues, 197.
Crussol, 895.
Cruziana, 680.
Cryphæus, 707.
Cryptocrinus, 679.
Cryptosidères, 608.
Ctenacanthus, 732.
Ctenacodon, 842.
Ctenodonta, 679.
Ctenodus, 706.
Ctenopteris, 847.
Cucullæa, 709.
Cucuron, 1050, 1051.
Cuivre, 1177.
Culm, 744, 755, 767, 770, 1129, 1182.
Cumberland, 684, 1190.
Cupressocrinus, 709.
Cuprifères (gîtes), 1177.
Cuques, 1019.
Curcy, 833.
Cyathaxonia, 670.
Cyathocrinus, 733.
Cyathophyllum, 709.
Cycadées, 795, 820, 847, 914, 949.
Cycadites, 949.
Cycadopteris, 847.
Cyclolites, 948.
Cyclopteris, 710.
Cyclostigma, 710.
Cyclostoma, 988.
Cynodon, 986.
Cynodrakon, 731.
Cyparissidium, 914, 948.
Cyphosoma, 947.
Cypræa, 1031.
Cypridina, 707.
Cypridines (schistes à), 724.
Cyprina, 1059.
Cypris, 911.
Cyrena, 988.
Cyrènes (marnes à), 1000.
Cyrtoceras, 679.
Cytherea, 1031.

D

Dachstein, 837.
Dacite, 588, 1125, 1155, 1163, 1187.
Dactylioceras, 818.
Dactylopora, 989.
Dakota, 980.
Dalle nacrée, 885, 886.
Dalmanites, 679.
Danemark, 976, 1095.
Danien, 944.
Danube, 217, 226.
Daonella, 795.
Dartmoor, 1142.
Dauphiné, 893, 896, 933, 963, 1012, 1049, 1050, 1063.
David's (Saint-), 662, 683.
Dax, 1016.
Débâcles glaciaires, 286.
Débâcles orogéniques, 1226, 1229.
Débit des rivières, 201.
Débruge (la), 1019.
Déclinaison, 106, 109.
Deister, 930.
Déjection (cône de), 189.
Delémont, 1020.
Delessite, 533.
Delphinus, 1030.
Deltas, 220.
Deltas torrentiels, 192, 1068.
Dendrerpeton, 731.
Dendrophyllia, 346, 988.
Denise (la), 1151.
Densité terrestre, 48.
Dentalium, 1059.
Départ (gîtes de), 1170, 1177.
Dépôts arénacés, 643.
Dépôts argileux, 645.
Dépôts chimiques, 646.
Dépôts d'eau profonde, 169.
Dépôts de plages, 165.
Dépôts détritiques, 642.
Dépôts d'infiltration, 321.

Digitized by Google

Dépôts meubles, 185, 643.
Dépôts organiques, 647.
Dépôts pélagiques, 172.
Dépression (zones de). 1232.
Dépression méditerranéenne, 56, 1247.
Dérivations, 215.
Deroceras, 818.
Déserts, 135, 140.
Deville, 667.
Devillien, 667.
Dévitrification, 547.
Dévonien (système), 705.
Devonshire, 722.
Diabase, 594, 1125, 1131, 1133, 1134, 1142, 1143,
Diabaspechstein, 599.
Diabasophyre, 597, 1125, 1145.
Diaclase, 1199.
Diadema, 818.
Diademopsis, 818.
Diallage, 535.
Diamant, 1188.
Diamètre solaire, 35, 1251.
Diamorphisme, 1119.
Diatomées, 122, 343, 647.
Dicellocephalus, 661.
Diceras, 846.
Dicérates (calc. à), 938.
Dicératien, 849, 851.
Dichobune, 986.
Dichodon, 986.
Dickenbusch, 1192.
Dicksonia, 848.
Dicrocerus, 1031.
Dictyonema, 661.
Dictyoneura, 732.
Didelphys, 985.
Didymograptus, 679.
Diestien, 1059, 1062.
Dièves, 958.
Diluvium, 1079.
Diluvium gris, 320, 1081.
Diluvium rouge, 320, 1080.
Dimétien, 633.
Dinant, 714, 1218.
Dinobatraciens, 731.
Dinoceras, 986.
Dinosauriens, 793, 842, 944.
Dinotherium, 1031.
Diorite, 592, 1124, 1128, 1132, 1135, 1143, 1177.
Diorite micacée, 593.
Diorite orbiculaire, 593.
Diorite quartzifère, 581, 583.
Dioritine, 1138.
Diphya-Kalk, 898.
Diplocynodon, 842.
Diplograptus, 679.
Diploria, 346.
Diploxylées, 736.
Dipnoés, 794.
Dipterus, 706.
Direction, 652, 1168, 1171, 1194, 1199, 1212, 1228.
Dirt-bed, 859.
Discina, 661.
Discoidea, 947.
Discordances, 649, 1194.
Dislocations, 496, 1193.
Dissolution, 313.
Dissolvants, 1123.
Dissymétrie du relief terrestre, 73, 78, 1229.
Disthène, 534.
Ditroïte, 582.
Divagation des rivières, 195, 221.
Dives, 861.
Divésien, 849.
Dogger, 853.
Dolérite, 600, 1158, 1161, 1165, 1166.
Dolgelly, 664.
Dolomie, 363, 647, 798, 803, 808.
Dolomitisation, 319.
Dôme (Puy-de-), 1149.
Dômes, 1126, 1149.
Dômes d'intumescence, 454.
Domfront, 693.
Domite, 587, 1146, 1149.
Donetz, 771.
Dordogne (Haute-), 760.
Dordonien, 972.
Dore (Mont-), 1147, 1148.
Douarnenez, 521, 670.
Downs, 974, 1219.
Downton, 685.
Dracæna, 988.
Drachenfels, 1161.
Dremotherium, 1031.
Dreyssensia, 1059.
Drift, 1098, 1102.
Dromatherium, 816.
Druses, 1170, 1181.
Dryolestes, 842.
Dryopithecus, 1031.
Ducktown, 1180.
Ducy, 998.
Dudley, 685.
Dunes, 140.
Dunite, 596.
Durée des périodes, 1254.
Dürnten, 1097.
Duvalia, 912.
Dyas, 768.
Dyke, 1120.
Dynamique terrestre externe, 134.
Dynamique terrestre interne, 366.

E

Eau carbonique, 315.
Eau de mer, 119.
Eaux courantes, 175, 194.
Eaux météoriques, 315.
Eaux sauvages, 181.
Éboulements, 244.
Écaussines (les), 748.
Échaillon (l'), 896.
Echinanthus, 988.
Echinobrissus, 847.
Echinoconus, 947.
Echinocorys, 947.
Echinolampas, 988.
Echinospatangus, 913.
Echinosphærites, 679.
Éclatés (cailloux), 1089.
Écliptique, 30.
Éclogite, 622.
Écorce terrestre, 529.
Écosse, 518, 664, 686, 721, 745.
Écosse (Nouvelle-), 775.
Écrasement terrestre, 1235, 1245.
Effondrements, 245.
Eifel, 441, 723, 1160.
Eifélien, 710.
Elbe (île d'), 1152, 1177, 1188.
Elephas, 1031, 1058, 1076.
Ellipsocephalus, 661.
Elvan, 570, 1125, 1128, 1133, 1135, 1136, 1142.
Émanation (gîtes d'), 1170, 1172.
Émanations, 493.
Embâcles, 299.
Émeraude, 533.
Émigrées (espèces), 1075.
Émissions de laves, 398.
Empiétement des dunes, 147.
Emprunt (Direction d'), 1200.
Emscher Grund, 976.
Enchodus, 944.
Encrinus, 795.
Endomorphisme, 1118.
Energie solaire, 1251.
Eustatite, 535.
Entroques (calc. à.), 647, 868, 876, 885.
Éocène (syst.), 983.
Eohippus, 986.
Éoliens (dépôts), 139, 1087.
Eophyton, 660, 665.
Eosaurus, 731.
Eoscorpius, 732.
Eozoon, 634, 639.
Épaulement, 1198.
Épicentre, 507.
Épidiorite, 583.
Épigénie, 559.
Épigénique (Direction), 1200
Epihippus, 986.
Épontes, 1167.
Époque, 656.
Eppelsheim, 1053.
Équinoxes, 31.
Equisetum, 796.
Ère, 656.

Digitized by Google

Érosions, 150.
Erratique (terrain), 1105.
Erratiques (blocs), 643, 1095.
Erterlien, 1179.
Éruptions anciennes, 1124, 1127.
Éruptions modernes, 1125.
Éruptions volcaniques, 392.
Éruptives (roches), 1116.
Eryon, 843.
Érymanthe, 1196.
Erzgebirge, 1143, 1168, 1183, 1196.
Eschara, 947.
Esclavonie, 1071.
Espagne, 633, 673, 700, 727, 773, 899, 970, 1055.
Espaly, 1151.
Espèces disjointes, 115.
Espèces isolées, 116.
Estèphe (Saint-), 1011.
Esterel, 1139.
Estheria, 794.
Estuaires, 217.
Étage, 656.
Étain, 1172.
Étampes, 1033.
Etienne (Saint-), 759.
Etna, 401, 448, 1159.
Étreungt, 715.
Eucalyptocrinus, 709.
Euchyrosaurus, 731.
Eucyclus, 818.
Eudesia, 846.
Eugeniacrinus, 847.
Eulyzite, 622.
Euomphalus, 709, 733.
Euphotide, 593, 599, 1125, 1141, 1155.
Eupterornis, 986.
Eure (sable de l'), 1037.
Eurites, 572, 1125, 1137.
Eurypterus, 679.
Euspatangus, 988.
Évaporation, 179, 308.
Éventail (structure en), 1198, 1234.
Excentricité terrestre, 30, 33, 1113, 1253.
Exogyra, 843, 946.
Explosions, 394.
Extension glaciaire, 1095.

F

Failles, 653, 1198, 1206, 1211, 1215.
Falaises, 154, 155.
Faloise, 954.
Falunien, 1033.
Faluns, 1038, 1039, 1040.
Famennien, 710, 715.
Farringdon, 925.
Faune cambrienne, 660.
Faune crétacée, 944.
Faune dévonienne, 706.
Faune éocène, 985.
Faune infracrétacée, 910.
Faune liasique, 816.
Faune miocène, 1030.
Faune oolithique, 841.
Faune permo-carbonifère, 731.
Faune pliocène, 1058.
Faune primordiale, 659, 673.
Faune quaternaire, 1074.
Faune seconde, 677.
Faune silurienne, 678.
Faune triasique, 793.
Faune troisième, 677.
Favorables (strates), 1189.
Favosites, 670.
Faxe (craie de), 976.
Feldspaths, 532.
Felis, 1076.
Felsophyres, 574.
Fenestella, 733.
Fentes, 1167.
Fentes volcaniques, 399.
Fepin, 711.
Fer météorique, 608.
Fer oxydulé, 536, 623, 1188.
Fère (La), 990.
Ferques, 717.
Festiniog, 662.
Feuguerolles, 695.
Feuilleté, 1234.
Ficus, 948.
Fiennes, 717.
Figure terrestre, 35.
Filons, 1116, 1167.
Filons-couches, 1167.
Fimbria, 988.
Finistère (syst. du), 1195.
Fino, 1069.
Fissures volcaniques, 399.
Fjords, 301.
Flabellaria, 948, 988, 1033.
Flammenmergel, 932.
Flammes volcaniques, 393.
Flandre, 518, 751, 928, 956, 958, 959, 1002.
Flanquement, 1198.
Flénu, 750.
Flinz, 726.
Flore crétacée, 948.
Flore dévonienne, 709.
Flore éocène, 988.
Flore infracrétacée, 913.
Flore liasique, 819.
Flore miocène, 1032.
Flore oolithique, 847.
Flore permo-carbonifère, 734.
Flore pliocène, 1058.
Flore triasique, 795.
Florent (Saint-), 1021.
Flores, 114.
Flottage, 782.
Flottés (bois), 337, 339.
Forez (syst. du), 1196.
Fluidale (texture), 557.
Fluophosphates, 1174, 1175.
Fluorine, 536, 1138, 1176.
Flysch, 1012, 1025.
Foehn, 178.
Foie de veau, 825.
Folkestone, 925.
Fond des mers, 103.
Fontainebleau, 1033.
Fontaine-Étoupefour, 833.
Forellenstein, 595.
Forest-bed, 1061.
Forest-marble, 853, 885.
Formations d'origine externe, 642.
Formations d'origine interne 530.
Formations sédimentaires, 642
Formes représentatives, 654.
Fossiles caractéristiques, 654.
Fossilisation, 646.
Foudre, 149.
Fougères, 710, 735, 796, 820 847, 914, 949, 988.
Foyaïte, 582.
Foyer d'ébranlement, 505.
Fracture (champ de), 1168.
Fracture (régions de), 1232.
Fraidronite, 1138.
Franche-Comté, 826, 827, 885.
Franconie, 796.
Franconien, 793.
Frasne, 714.
Fresville, 1009.
Freyberg, 1168, 1183.
Friction (brèches de), 1121.
Friedrichshall, 798.
Fronsadais, 1011.
Fucoïdes, 665, 820.
Fucoïdes (grès à), 665.
Fulgurites, 149.
Fuller's earth, 852.
Fumay, 668.
Fumerolles, 410.
Fünfkirchen, 838.
Fuseau comprimé, 1230.
Fusulina, 734.
Fusulines (calc. à), 771, 773, 777.
Fusus, 987, 1059.
Fuveau, 966.

G

Gaas, 1016.
Gabbro, 593, 599, 1124, 1143, 1177.
Gabbro rosso, 1155.
Gahard, 717.

Digitized by Google

Gaines de scories, 405.
Gaize, 872, 921.
Gala, 686.
Galène, 1182, 1183, 1184.
Galestes, 841.
Galets, 156, 159, 172, 643.
Galicie, 977.
Galite (La), 1152.
Galles (Pays de), 662, 1191, 1196.
Gampsonyx, 732.
Gange, 218, 229.
Gangues, 1167.
Gannister, 742.
Ganoïdes, 706, 731, 794, 817, 842.
Gardonien, 971.
Gargas, 936, 1019.
Garumnien, 944, 969.
Gascogne, 146, 522.
Gastornis, 986.
Gâtinais, 1035, 1036.
Gault, 920, 925.
Géants (chaussée des), 1126.
Gédinnien, 711.
Gelocus, 1031.
Gély (Saint-), 1019.
Gembloux, 700.
Genesee, 728.
Genèvre (Mont) 1141.
Géodique (fer), 918.
Géologie (applications de la), 23.
Géologie (définition de la), 1.
Géologie (histoire de la), 7.
Géologie (méthode de la), 15.
Géosynclinal, 1222, 1225, 1227
Géothermique, 366, 368, 379.
Gérand-le-Puy (Saint-), 1043.
Gerbier des Joncs, 1151.
Gergovie, 1042, 1150.
Gervillia, 795.
Geyer, 1173.
Geysériens (phénomènes), 473.
Geysérite, 478, 646.
Geysers, 476.
Ginetz, 673.
Ginkgo, 848.
Gites métallifères, 1166.
Gites minéraux, 530, 535, 1166.
Givet, 712.
Glace, 247, 252, 257, 260.
Glaces anciennes, 295.
Glaces côtières, 294.
Glaces flottantes, 293.
Glaces hivernales, 297.
Glaces polaires, 287.
Glaces sibériennes, 299.
Glaciers actuels, 254, 263, 271, 277.
Glaciers arctiques, 291.
Glaciers quaternaires, 1095.
Glaises vertes, 1000.
Glanduleux (phyllades 1134.
Glauconie, 990.
Glauconieuse (craie), 949.
Gleichenia, 914.
Glimmerschiefer, 618.
Glimmersyenit, 580.
Globigerina, 942, 948.
Globigérines, 342.
Globulites, 546.
Glos, 863.
Glossozamites, 914.
Glouton, 1076.
Glyphæa, 843.
Glypticien, 849, 851.
Glypticus, 847.
Glyptocrinus, 679.
Glyptostrobus, 1032.
Gneiss, 616, 624, 626, 628, 631.
Gneiss rouge, 568, 626.
Goldius, 707.
Goniatites, 679, 708, 733, 794.
Goniopora, 346.
Gore blanc, 1138, 1146.
Gorges, 204.
Gosau, 978.
Gothland, 688.
Gours, 185, 1107, 1112.
Grammysia, 709.
Granite, 564, 567, 1124, 1127, 1130, 1134, 1138, 1140, 1141, 1143, 1145.
Granite (petit), 748.
Granitique (période), 1124.
Granitique (texture), 555.
Granitoïde (texture), 555.
Granitone, 1155.
Granitophyre, 570.
Granitoporphyrique (texture), 557.
Granophyre, 571.
Granulite, 568, 619, 1125, 1128, 1131, 1133, 1135, 1140, 1142, 1143.
Granulitique (période), 1125.
Granulitique (texture), 555.
Graptolithes, 661, 679, 687, 698.
Graupen, 1173.
Grauwacke, 644, 672, 755, 758.
Graviers, 170, 211, 643.
Graviers quaternaires, 1079.
Green sand (lower), 923.
Green sand (upper), 926.
Greenstone, 594.
Greisen, 567, 1173.
Grenatite, 622.
Grenats, 534.
Grenoble, 893, 933.
Grès, 644.
Grès anthracifère, 758.
Grès bigarré, 796, 801.
Grès des Vosges, 756, 800.
Grès flexible, 619.
Grès infraliasique, 820, 821.
Grès rouge permien, 756, 768.
Grès rouge (vieux), 720.
Grès vert inférieur, 924.
Grès vert supérieur, 926.
Grimmertingen, 1005.
Grinnel, 778.
Griotte, 720.
Groeden, 809.
Groënland, 113, 288, 292, 939, 982, 1027.
Grottes, 242.
Grottes de glaciers, 264.
Grottes de scories, 404.
Groupe 656.
Grünstein, 594.
Grünsteintrachyt, 589, 1162.
Gryphæa, 318, 843.
Gryphées arquées, 828.
Guano, 325.
Gulf-stream, 101.
Guyane, 635.
Gymnospermes, 734.
Gypse, 314, 646, 705, 769, 798, 999, 1018, 1153, 1185.
Gyroceras, 708.

H

Hainaut, 748, 928, 956, 974, 1003, 1218.
Haldem, 976.
Halitherium, 1030, 1031.
Hälleflinta, 619, 632.
Hallstadt, 810.
Halobia, 795.
Halyserites, 710.
Halysites, 679.
Hamilton, 728.
Hamites, 911, 946.
Hammatoceras, 818.
Hampshire, 1006.
Hanovre, 903, 930, 975.
Haplocrinus, 709.
Harlania, 680.
Harlech, 662.
Harpes, 679.
Harpoceras, 843.
Hartz, 692, 724, 767, 1145, 1168, 1182.
Hastings, 923.
Hauterive, 914.
Hauterives, 1065.
Hauterivien, 914.
Hauteville, 1009.
Hautrage, 929.
Haüyne, 532.
Haüynophyre, 604, 1160.
Headon-Hill, 1007.
Hedera, 948.
Heersien, 989, 1003.
Helderberg, 702.
Helgoland, 156.
Helix, 1059, 1076.

Digitized by Google

Helladotherium, 1031.
Heller, 163.
Helvétien, 1033.
Hemiaster, 947.
Hemicidaris, 847.
Hémithrène, 593.
Hemithyris, 846.
Hempstead, 1051.
Henis, 1005.
Hercynien (gneiss), 628.
Hesbaye, 975.
Hesperornis, 944.
Heteraster, 913.
Heteroceras, 946.
Heterodiceras, 846.
Hettange, 823.
Hettangia, 818.
Hettangien, 821.
Hève (La), 928, 949.
Hexatétraèdre, 1245.
Hils, 931.
Himalaya, 269, 813, 1055, 1221.
Hipparion, 1031, 1051.
Hippopotamus, 1031, 1058, 1076.
Hippurites, 947.
Hippurites (calc. à), 965.
Histioderma, 660.
Hof, 692.
Hogbacks, 1223.
Höhgau, 1161.
Holoptychius, 706.
Holosidères, 608.
Holstein, 1053.
Homalonotus, 679, 707.
Homme, 1074.
Homoséistes, 509.
Hongrie, 1026, 1162, 1168, 1186.
Horizon, 656.
Hornblende, 534.
Hornesia, 795.
Hornfels, 1127.
Houille, 647, 780.
Houiller, 731.
Houppes à extinction, 571.
Hudson-River, 702.
Hunsrück, 1196.
Huronien, 634.
Hyalomélane, 605.
Hyalomicte, 567, 1135, 1173.
Hyalophyre, 572, 1130.
Hyalotourmalite, 567.
Hyæna, 1031, 1076.
Hyænictis, 1031.
Hyænodon, 985.
Hyboclypus, 847.
Hybodus, 794, 817.
Hydratation, 313.
Hydroïdes, 345.
Hylerpeton, 731.
Hylonomus, 731.
Hymenea, 948.
Hymenocaris, 661.
Hyménoptères, 817.
Hyolites, 661.
Hyotherium, 1030.
Hypérite, 601, 1155.
Hypersthène, 535.
Hyrachius, 986.
Hyracotherium, 986.

I

Ice-bergs, 293, 1104.
Ichthyodorulites, 706.
Ichthyornis, 944.
Ichthyosarcolithes, 964.
Ichthyosaurus, 816, 842, 910.
Ictitherium, 1031.
Idocrase, 534.
Iguanodon, 842, 910.
Ile de France, 949, 989.
Iles coralliennes, 353.
Ilfracombe, 723.
Illænus, 679.
Illinois, 776.
Illyrie, 1156.
Imperméabilité, 180.
Inclinaison, 1168.
Inclinaison magnétique, 106.
Inclusions, 547.
Incrustation, 321.
Indes, 840, 907, 1175.
Infiltration, 231.
Infracrétacé (syst.), 908.
Infralias, 815.
Inoceramus, 912, 946.
Inondations, 198.
Insectes, 732, 817, 835.
Intensité magnétique, 106.
Irisées (marnes), 801.
Irlande, 722, 746, 974.
Isastræa, 847.
Islande, 268, 285, 1165.
Isochimènes, 93, 96.
Isoclinal (pli), 1198.
Isogéothermes, 381, 1225.
Isogones, 107.
Isothères, 93, 96.
Isothermes, 93.
Issoire, 1042.
Itabirite, 675.
Itakolumy, 675.
Itieria, 843.

J

Jaillissantes (eaux), 237.
Jais, 647.
Jalais, 960.
Janira, 912.
Jaspe, 645.
Jattes de glace, 300.
Java, 423, 453.
Jayet, 647.
Jeurre, 1034.
Joints, 1199.
Joux, 1021.
Julia (île), 425.
Jungfrau, 1208, 1238.
Jura, 74, 805, 829, 914, 962, 1044, 1197, 1199, 1210.
Jura blanc, 852, 900.
Jura brun, 852, 900.
Jura noir, 821.
Jurassique (série), 792, 840.

K

Kaiserstuhl, 1161.
Kaménis, 428.
Kaolin, 535, 1173, 1176.
Kaolinisation, 316.
Karakorum, 269, 1221.
Karoo, 774, 813.
Karrenfelder, 318.
Karst, 246.
Kédange, 821.
Kelloway-rock, 855.
Kersantite, 581, 1135.
Kersanton, 581, 1133.
Keuper, 793, 796.
Keupérien, 793.
Kilauea, 421.
Killas, 1142, 1174.
Kimmeridge, 856.
Kimmeridgien, 849.
Kingena, 946.
Kinzigite, 622.
Kitchenmiddens, 1095.
Kjoekkenmoedding, 1095.
Klein-Spauwen, 1052.
Klippenkalk, 894, 898.
Koessen, 837.
Kramenzel, 724.
Kressenberg, 1014.

L

Laach (lac de), 1160.
Labrador, 532, 534.
Labrador (côte de), 1100.
Labradorites, 602, 1147, 1159, 1162.
Labyrinthodontes, 731, 793.
Laccolithes, 454.
Lacertiens, 731, 793.
Lacs, 214, 304, 1231.
Lacunes, 649.
Lacustres (habitations), 1094.
Ladères, 1008.
Laedonien, 849.
Laekenien, 1005.
Lagoni, 485.
Lagunes, 161.

Digitized by Google

Lagunes houillères, 783.
Laize, 671.
Laminage, 1234.
Laminaires, 119.
Lamna, 944, 987.
Landénien, 989.
Landschneckenkalk, 1053.
Land's End (syst. du), 1196.
Langesse, 1019.
Langhien, 1033.
Langrune, 861.
Languedoc, 699, 719, 762, 805, 832, 937, 1017, 1048, 1063.
Laonnois, 992.
Lapiez, 318.
Latérite, 317.
Latium, 440, 1156.
Laurentien, 634.
Laurus, 988.
Laversine, 953.
Laves, 398, 1150.
Lebach, 754.
Léberon (mont), 1051.
Lehm, 645.
Leitha, 1053.
Lémenc, 897.
Léon (Saint-), 1134.
Leperditia, 661.
Lepidodendron, 710.
Lépidolithe, 533.
Lepidotus, 817.
Leptacanthus, 732.
Leptæna, 707, 818.
Leptites, 632.
Leptoclase, 1199.
Leptynite, 618.
Leptynolithe, 671.
Lessines, 583.
Lettenkohle, 798.
Leucite, 532.
Leucitite, 604, 1161, 1162.
Leucitophyre, 604, 1156, 1157, 1160.
Leucotéphrite, 604, 1157, 1161.
Levées de galets et de sables, 159.
Léwisien, 633.
Lherzolithe, 600, 1154.
Lias, 815, 821.
Lias blanc, 834.
Lias bleu, 835.
Liasien, 821.
Liasique (syst.), 815.
Libelles, 549.
Libocedrus, 1032.
Libye, 980.
Ligérien, 944.
Lignite, 647.
Lignites glaciaires, 1097.
Lignites tertiaires, 992, 1024, 1048, 1051, 1052, 1053, 1054 1065.
Lignitifère (groupe), 982, 1026.
Ligurie, 1053, 1068, 1156.
Ligurien, 989.
Lima, 795, 818, 844, 1031.
Limagne, 1041, 1067, 1216.
Limans, 309.
Limbourg, 975, 1005, 1052.
Limburgite. 605, 1161.
Limnæa, 988.
Limon, 211, 645, 1089, 1093.
Limousin, 624, 1174.
Limulus, 732.
Lingula, 661, 679, 794.
Lingula flags, 662.
Lingulella, 661.
Linton, 723.
Lioceras, 818.
Lipari, 420, 476, 1070, 1158.
Liparites. 575, 576, 1125, 1152, 1157, 1158, 1163.
Liparoceras, 818.
Liriodendron, 948.
Lit, 656.
Lit majeur, 197.
Lit mineur, 197.
Lithocardium, 988.
Lithoclase, 1199.
Lithodendron, 988.
Lithographiques (calc.), 880.
Lithostrotion, 733.
Litsæa, 988.
Littoral (cordon), 160.
Littorales (plates-formes), 153.
Littorina, 818.
Littorinelles (calc. à), 1055.
Littry, 764, 1132.
Lizy-sur-Ourcq, 998.
Llanberis, 662.
Llandeilo, 683.
Llandovery, 684.
Lô (Saint-), 671.
Loess, 645, 1084.
Loire, 758.
Loire (Basse-), 764.
Lomatopteris, 847, 949.
Lombardie, 811, 898.
Lonchopteris, 735, 914.
Londres, 1007.
Longmynd, 662, 1195.
Longpont, 997.
Longulites, 546.
Lopha, 843.
Lophiodon, 986.
Lorraine, 799, 802, 821, 868.
Luchon, 1139.
Lucina, 988.
Ludlow, 685.
Ludwigia, 818.
Lugano, 1140.
Lumachelle, 647, 826.
Lunulites, 988.
Lutétien, 989.
Luxembourg, 823.
Lychnus, 967.
Lycopodiacées, 681, 710, 735.
Lydite, 645.

M

Maare, 441.
Macigno, 644, 1025.
Mâcle, 534.
Mâclifères (schistes), 621, 1131, 1132, 1134.
Maclurea, 679.
Macroscopique (examen), 537.
Macrospondylus, 816.
Macrotherium, 1031.
Mactra, 1059.
Maentwrog, 663.
Maërl, 167.
Maëstricht, 975.
Maëstrichtien, 944.
Magas, 946.
Magdalénien, 1078.
Magnesian limestone, 744.
Magnétisme terrestre, 106.
Magnétite, 536, 623.
Magnolia, 948.
Maine, 671, 699, 717, 763, 882, 960, 1009.
Maine (grès du), 960.
Malachite, 1178, 1179.
Malm, 852.
Malmédy, 804.
Mamers, 882.
Mammifères, 816, 841, 985, 1030.
Mammouth, 1076, 1109.
Manganésifères (modules), 312.
Manosque, 1048.
Mans (Le), 960.
Mansfeld, 769, 1144.
Marais (minerai des), 340.
Marais salants, 309.
Marbre, 647.
Marékanite, 590.
Margarite, 533.
Mario (monte), 1070.
Marly sandstone, 835.
Marmites de géants, 157, 188, 275.
Marmotte, 1076.
Marne, 645.
Marne (Haute-), 829, 918.
Marnes irisées, 801.
Marnes vertes, 1000.
Marquenterre, 519, 1102.
Marsupiaux, 841, 985.
Martinsart, 820.
Mas-Saintes-Puelles, 1018.
Massifs éruptifs, 1116.
Mastodon, 1031, 1058, 1077.
Mastodonsaurus, 793.
Matagne, 715.
Matour, 1133.

Digitized by Google

Maudunien, 989.
Mauna-Loa, 421, 1196.
Maures, 627, 765.
Maurienne, 766. 1205.
Mauvaises-Terres, 1057, 1107.
May (grès de), 695.
Mayence, 1052.
Mayencien, 1033.
Mayenne, 763.
May Hill, 684.
Medina, 702.
Méditerranée, 78, 105, 522.
Méditerranéen, 1053.
Méduses, 661.
Megaceros, 1078.
Megadactylus, 793.
Megaladus, 795.
Megalosaurus, 842.
Megerlea, 846.
Meissner, 1161.
Melania, 912, 987.
Melanopsis, 1059.
Mélaphyre, 597, 598, 1125, 1129, 1139, 1144.
Mélaphyrique (période), 1125.
Melaphyrpechstein, 599.
Menat, 1043.
Mendola, 808.
Ménévien, 663.
Menton, 1013.
Mer (action de la), 150.
Mercure, 1181.
Mers intérieures, 105, 131.
Mésophytique, 791.
Mesopithecus, 1031.
Mésozoïque, 791.
Messinien, 1059.
Métabief, 914.
Métallifères (gites), 1166.
Métamorphisme, 534, 1117, 1194, 1236.
Métamorphisme mécanique, 1236.
Métamorphisme régional, 1237.
Métaux, 530.
Météorites, 646, 1035.
Mètre (notion du), 39.
Meubles (dépôts), 185.
Meudon, 953, 989.
Meule, 929.
Meulières, 646, 1035.
Meuse (vallée de la), 667, 710.
Meximieux, 1066.
Mexique, 1175.
Meyeria, 910.
Mézenc, 1151.
Miamia, 732.
Miascite, 582.
Micas, 533.
Micaschiste, 618.
Michel (mont Saint-), 519, 567.
Micraster, 947.
Microcline, 532.
Microdiscus, 661.
Microgranulite, 570, 1125, 1128, 1136, 1137, 1140, 1144.
Microgranulitique (texture), 556.
Microlestes, 816, 841.
Microlithes, 547.
Microlithique (texture), 558.
Micropegmatite, 570, 1137.
Micropegmatoïde (texture), 557.
Micropyroméride, 574.
Microscope, 541.
Microscopique (examen), 537.
Midford, 835.
Mies (schistes de), 672.
Miliolites, 997, 1017.
Millepora, 346.
Millericrinus, 847.
Millstone-grit, 741.
Minas Geraes, 1188.
Minerais, 530, 536, 1166.
Minéralisateurs, 530.
Minéraux des roches, 530.
Minette, 580, 598, 1128, 1135, 1137.
Miocène, 983, 1029.
Miohippus, 1031.
Miopliocène, 1059.
Miroir de filon, 1168.
Mispickel, 536, 1173, 1176.
Mississipi, 217, 218, 227, 1222.
Mofettes, 411, 493.
Moffat, 686.
Moldawite, 590.
Mollasse, 1044, 1045, 1049.
Mollon, 1066.
Mondragon, 964.
Monfina (Rocca), 1157.
Monoclinal (pli), 1198.
Monograptus, 679.
Monopleura, 912.
Monotis, 795.
Mons (calc. de), 1003.
Mons-en-Pévèle, 1004.
Montaiguet (le), 1019.
Montalbain, 635.
Mont Blanc, 283, 1200, 1203.
Mont d'Or, 830, 884.
Mont Dore, 398, 1147, 1148.
Mont Saint-Michel, 519, 567.
Montebras, 1174.
Monte Nuovo, 445.
Montien, 980.
Montigny, 712.
Montlivaultia, 819, 847.
Montmorency, 1035.
Montolieu, 1017.
Montpellier, 1063.
Montvendre, 1051.
Monzonite, 580, 1142.
Moraines, 271, 643.
Moravie, 770, 1162.
Morbihan (syst. du), 1195.
Morcles, 1208.
Moresnet, 1192.
Morestel, 891.
Moret, 1092.
Morigny, 1034.
Mornas, 965.
Morphoceras, 843.
Morphologie terrestre, 29.
Mortain, 693.
Morte (mer), 488, 492.
Mortefontaine, 998.
Mortemer, 993.
Morts terrains, 747.
Morvan, 625, 719, 761, 804, 1067, 1134, 1136, 1182, 1216.
Mosasaurus, 944.
Moselle, 803.
Moulins glaciaires, 264.
Mountain limestone, 741.
Moustérien, 1078.
Moutonnées (roches), 275.
Mudstones, 684.
Münder, 906.
Murchisonia, 679, 709.
Mur de filon, 1167.
Murex, 1031.
Muschelkalk, 793, 796, 801.
Muscovite, 533.
Mya, 1075.
Myacites, 795.
Myliobates, 987.
Myophoria, 795.
Mystriosaurus, 816.
Mytilus, 818.

N

Nagelfluh, 1044.
Nagyag, 1187.
Namur, 714, 1218.
Nappes artésiennes, 237.
Nappes d'infiltration, 231.
Nappes éruptives, 1116.
Nassa, 1059.
Nassau, 724, 767, 1143, 1179.
Natica, 912, 1031.
Nattheim, 901.
Nautilus, 679, 733, 987.
Nectotelson, 732.
Neerrepen, 1005.
Neffiez, 699, 719.
Neige, 179, 247.
Néocomien, 909.
Néogène, 984.
Néolithique, 1077.
Néophytique, 949.
Néozoïque (ère), 982.
Néphéline, 532.
Néphélinite, 604, 1160.
Nereites, 660, 680.
Nerinea, 843.
Nerita, 987.
Neuchâtel, 914.
Neumayria, 843.

Digitized by Google

Neutres (roches), 552, 580.
Neuvizy, 872.
Nevada, 1027.
Névé, 251.
Névroptères, 732.
Nevropteris, 710, 735.
New Jersey, 980.
New red sandstone, 812.
Niagara. 208, 702.
Nice, 1013.
Nickel, 1179.
Nil, 199, 223.
Nilssonia, 848.
Nipadites, 988.
Niveaux d'eau, 234.
Niveaux de graviers, 1082.
Nivernais, 877.
Nodules manganésifères, 312.
Noduleux (calcaire), 822.
Noduleux (phyllades), 1127.
Norfolk, 1060.
Norite, 596.
Normandie, 670, 693, 717, 764, 833, 859, 928, 949, 994, 1008.
Norvège, 301, 526, 664, 1145, 1179, 1188.
Norwich, 1060.
Nothosaurus, 793, 816.
Nucleolites, 847, 948.
Nucula, 679.
Nullipores, 341, 345.
Nummulites, 988.
Nummulitique, 985, 1012.
Nummulitiques (sables), 989, 994.

O

Oberland, 1208, 1209.
Obolus, 661.
Obsidienne, 578, 590, 1147, 1148, 1159, 1163.
Océanie, 774.
Océans, 54, 63, 88.
Odenwald, 757, 836, 1144.
Odontopteris, 755.
Odontornis, 944.
Œningen, 1047.
Œningien, 1033.
Offaster, 947.
Oisans, 627.
Oise (syst. de la Basse-), 1219.
Olcostephanus, 911.
Oldhamia, 660.
Old red sandstone, 720.
Olénidien, 663.
Olenus, 661.
Oligiste, 413, 1187.
Oligocène, 984, 989.
Oligoclase, 532.
Oligosidères, 608.
Oliva, 987.
Olivine, 535.
Olivinfels, 596.
Olot, 1154.
Omphyma, 680.
Onchus, 706.
Ondes séismiques, 500.
Ondulations terrestres, 515.
Oneida, 702.
Onondaga, 702.
Oolite (coralline), 855.
Oolite (inferior), 852.
Oolite (great), 853.
Oolithe corallienne, 873, 879.
Oolithe ferrugineuse, 822, 831, 859, 885.
Oolithe (grande), 853, 869.
Oolithe miliaire, 860.
Oolithe vacuolaire, 876.
Oolithique (fer), 919.
Oolithique (syst.), 792, 840.
Oolithiques (calcaires), 363.
Opale, 534, 1163.
Operculina, 988.
Ophicalce, 596, 1155.
Ophioceras, 818.
Ophiolithique, 1154.
Ophites, 601, 1125, 1139, 1152, 1155, 1188.
Oppelia, 843.
Or, 1175, 1186, 1187.
Orages volcaniques, 393.
Orbitoides, 948.
Orbitolina, 913, 948.
Orbitolites, 988.
Oreopithecus, 1031.
Organismes marins, 119, 124.
Organismes terrestres, 109, 117.
Orglandes, 1009.
Orgon, 935.
Orgues volcaniques, 1147, 1151.
Orientation, 653, 1168, 1189.
Oriskany, 728.
Orléanais, 1056.
Ormoy, 1034.
Orne, 833.
Orodus, 732.
Orogéniques (phénomènes), 1193, 1224.
Orohippus, 986.
Orthis, 679, 708, 733.
Orthoceras, 679, 733, 794.
Ortholithe, 581.
Orthophyre, 583, 1125, 1135, 1142.
Orthoptères, 732.
Orthopus, 731.
Orthose, 532.
Osborne, 1008.
Oscillations des glaciers, 282.
Osmanville, 833.
Osmunda, 988, 1032.
Osteolepis, 706.
Ostracées, 794.
Ostracées (marnes à), 960.
Ostracodes, 707.
Ostrea, 843, 912, 946, 1032.
Ostréenne (argile), 919.
Ostricourt, 1002.
Otodus, 944, 987.
Otozamites, 847.
Otozoum, 793.
Ottrélite, 533.
Ottweiler, 754.
Ouen (Saint-), 998.
Ouragans, 137.
Oural, 726, 771.
Ouralitisation, 1143, 1153.
Ovulites, 989.
Oxford-clay, 854.
Oxfordien, 849, 851.

P

Pachynolophus, 986.
Pacifique (océan), 77, 105, 360, 523.
Palafittes, 1094.
Palagonitiques (tufs), 605, 1159, 1165.
Palarea (La), 1013.
Palassou (poudingue de), 1015, 1017.
Palæchinus, 733.
Palæochœrus, 1031.
Palæocorystes, 911.
Palæolemur, 986.
Palæonictis, 985.
Palæoniscus, 732.
Palæopteris, 710.
Palæoreas, 1031.
Palæotherium, 986.
Palæotragus, 1031.
Paléocène, 984, 988.
Paléolithique, 1077.
Paléozoïque, 658.
Palestine, 980.
Palissya, 820.
Palma, 452.
Palmiers, 948, 988, 1032.
Paloplotherium, 986.
Paludina, 912, 988, 1059.
Paludines (couches à), 1071.
Panisélien, 1004.
Panopæa, 818, 1059.
Pantin, 999.
Paraclase, 1198.
Paradoxides, 661.
Paradoxidien, 663.
Paragonite, 621.
Parasmilia, 948.
Parcs américains, 1223.
Pariou (puy de), 1150.
Paris (bassin de), 989.
Parisien, 989.
Parkinsonia, 843.

Digitized by Google

Paroxysmes volcaniques, 463.
Parres (Saint-), 997.
Partnach, 810.
Pâte des roches, 552.
Paul (Saint-), 426.
Pavin (lac), 440, 1149.
Pays-Bas, 81, 163, 518.
Pays-Bas (syst. des), 1196.
Pébidien, 633.
Pechstein, 575, 1125, 1140, 1144.
Pecoptéridées, 735.
Pecopteris, 735, 796.
Pecten, 795, 818, 844, 1031, 1059.
Pectunculus, 1031, 1059.
Pegmatite, 569, 1125, 1133, 1135, 1139, 1140, 1143.
Pegmatoïde, 555.
Pélagiques (dépôts), 172.
Pélagiques (organismes), 122.
Pélagiques (types), 1224.
Pelagosaurus, 816.
Peltoceras, 843.
Pelvoux, 1140, 1204.
Penarth, 834.
Pendule, 41, 49.
Pénéen, 731.
Pentacrinus, 819.
Pentagonal (réseau), 1239.
Pentamères (calc. à), 702.
Pentamerus, 679, 708.
Pentatrematites, 733.
Pente des rivères, 200, 206.
Pépérites, 1041, 1042, 1149, 1156.
Perche, 960, 1008.
Perchées (roches), 138.
Péridot, 535.
Péridotites, 595.
Periechocrinus, 679.
Périhélie, 30, 1253.
Période, 654, 656.
Périodes éruptives, 1124.
Perisphinctes, 848.
Perlite, 578, 1148, 1163.
Perlitique, 557.
Perméables (bassins), 235.
Permien, 731.
Permo-carbonifère, 730.
Perna, 844, 912.
Perrier, 1067.
Persæa, 988.
Petherwyn, 723.
Pétrole, 491.
Pétrosilex, 558, 574, 619.
Pétrosiliceuse (texture), 558.
Phacops, 707.
Phascolotherium, 841.
Phasianella, 843.
Phillipsia, 731.
Phlégréens (Champs), 474, 1156.
Phlogopite, 553.
Phœnicites, 1033.
Phœnix, 988.
Pholadomya, 818, 844.
Phonolithe, 587, 1147, 1148, 1151, 1161, 1162.
Phosphatés (nodules), 921.
Phosphorites, 1023.
Phragmoceras, 679.
Phryganes, 1042.
Phthanites, 645, 646, 698, 749.
Phyllades, 621, 645, 1127.
Phyllites, 533.
Phyllograptus, 679.
Physa, 988.
Physiographie, 84.
Physiologiques (actions), 324.
Picardie, 519, 993.
Picrites, 595.
Pictonia, 843.
Pierres, 530, 531.
Piésoclase, 1199.
Pikermi, 1054.
Piliers, 183.
Pilton, 723.
Pinde (syst. du), 1196.
Pinite, 533.
Pinna, 818.
Pinus, 848, 914.
Piriac, 1175.
Pisolithique (calc.), 953.
Pitchstone, 575.
Placers, 1072.
Placodus, 793.
Plæner, 977.
Plages (dépôts de), 165.
Plages soulevées, 1102.
Plagiaulax, 841, 895.
Plagioclase, 532.
Plagioptychus, 947.
Plaisancien, 1059.
Planèze (la), 1147.
Planorbis, 988.
Plaques minces, 542.
Plasticité de la glace, 260.
Plasticité des solides, 1234.
Plastique (argile), 990.
Platanus, 948.
Plateau central, 624, 671, 757, 1041, 1067, 1134, 1145.
Plateaux, 81.
Plates-formes littorales, 154.
Platine, 1179.
Plattenkalk, 901, 903.
Platysomus, 732.
Pleistocène, 1074.
Plesiadapis, 985.
Plesiosaurus, 816, 842, 910.
Pleuraspidotherium, 985.
Pleurodictyum, 709.
Pleurotoma, 1031.
Pleurotomaria, 679, 818, 843.
Plicatula, 818.
Plicatules (argile à), 920.
Pliocène (syst.), 1057.
Pliopithecus, 1031.
Pliosaurus, 842.
Plis, 1197, 1235.
Plissement (régions de), 1232.
Plombières, 387.
Plombifères (filons), 1181.
Plougastel, 718.
Pluie, 175.
Plutonia, 661.
Plutoniques (roches), 1123.
Plymouth, 723.
Pô, 198, 226.
Podozamites, 820, 848, 914.
Poecilien, 791.
Poissons, 685, 706.
Poitou, 521, 832, 881.
Poix (puy de la), 1150.
Polarisant (microscope), 541.
Polder, 163.
Polies (roches), 274.
Pologne, 902.
Polypiers (calc. à), 860, 868, 885.
Polypiers constructeurs, 121, 344, 847.
Polysidères, 608.
Ponce, 578, 590, 1159.
Pontgibaud, 1150, 1168.
Ponza, 1157.
Populus, 948.
Porcelanite, 1123, 1147.
Porphyre à liebenérite, 585, 1142.
Porphyre à ouralite, 598.
Porphyre diabasique, 597, 1129, 1145.
Porphyre globulaire, 572, 1125, 1137.
Porphyre granitoïde, 570, 1125, 1128, 1135.
Porphyre molaire, 576, 1163.
Porphyre pétrosiliceux, 574, 1128, 1137.
Porphyre quartzifère, 570, 1125, 1128, 1136, 1137, 1140, 1144.
Porphyre rouge antique, 584.
Porphyre syénitique, 583, 1144.
Porphyre vert antique, 597.
Porphyres bruns, 584.
Porphyres noirs, 583.
Porphyrique (période), 1125.
Porphyrite, 584, 1125, 1129, 1144.
Porphyrite amphibolique, 584.
Porphyrite micacée, 598, 1137, 1142.
Porphyrite pyroxénique, 585, 1143.
Porphyrite quartzifère, 583.
Porphyroïde (texture), 557.
Porphyroïdes, 572, 669, 1124, 1130.
Portage, 728.

Digitized by Google

Porte de France, 894.
Port-en-Bessin, 860.
Portland, 857.
Portlandien, 849, 887.
Portugal, 701, 1153.
Posidonia, 733, 795, 818.
Posidonies (marnes à), 822, 828.
Posidonies (schistes à), 767.
Postpliocène, 1074.
Poteriocrinus, 733.
Potsdam, 674.
Poudingues, 644.
Poudingues pourprés, 671.
Pougues, 879.
Poussières, 136.
Pouzzolane, 1150.
Précession des équinoxes, 32, 1252.
Précipitations atmosphériques, 175.
Précipitations quaternaires, 1105.
Predazzo, 1142.
Primaire (ère), 658.
Primitia, 679.
Primitif (terrain), 612, 623, 628, 634, 636.
Prionotropis, 946.
Productus, 708, 733.
Profil des continents, 68.
Profil des montagnes, 73.
Profil des océans, 76.
Profondeurs océaniques, 125
Progression des glaciers, 257.
Projections volcaniques, 394.
Promorphisme, 1119.
Propylite, 589, 1163, 1165, 1186.
Protéolithe, 618.
Proterosaurus, 731.
Protoadapis, 985.
Protobastite, 596.
Protogine, 566, 568, 1140.
Protophyllum, 948.
Protospongia, 661.
Protostigma, 681, 710.
Prototaxites, 710.
Protriton, 731.
Provence, 805, 831, 891, 896, 935, 963, 1019, 1048.
Provinces marines, 123.
Provinces terrestres, 117.
Provins, 999.
Proviverra, 985.
Przibram, 672, 1168, 1184.
Psammechinus, 1032.
Psammites, 644, 715.
Psaroniocaulon. 735.
Psaronius, 735.
Pseudocidaris, 847.
Pseudodiadema, 847.
Pseudomorphisme, 559.
Psiloceras, 818.
Psilophyton, 681, 810.
Pterichthys, 706.
Pterinæa, 709.
Pterocera, 843, 912.
Ptérocérien, 850, 851, 889.
Pterodactylus, 842, 910.
Pterophyllum, 796, 820, 847, 914.
Pterozamites, 820, 847.
Pterygotus, 679.
Ptycholepis, 817.
Pupa, 731.
Purbeck, 858.
Purbeckien, 851.
Purpura, 843.
Pygaster, 847.
Pygope, 846.
Pygurus, 847.
Pyramides de terre, 182.
Pyrénées, 267, 627, 672, 699, 719, 762, 806, 938, 969, 1014, 1097, 1138, 1152, 1214.
Pyrénées (syst. des), 1196, 1220.
Pyrite, 536, 942, 1178, 1179. 1180, 1183, 1187.
Pyroméride, 573, 1125, 1139.
Pyroxènes, 534.
Pyroxénite, 620, 1129.

Q

Quadersandstein, 977.
Quartz, 531.
Quartzeux (filons), 1138.
Quartzite, 619, 644.
Quartzophyllades, 667.
Quaternaire, 1074.
Quebec, 702.
Quenast, 583.
Quercy, 1018, 1023.
Quincy, 1022.

R

Radiolaires, 343.
Radiolites, 947.
Radoboj, 1054.
Raibl, 810.
Raised beaches, 1102.
Rammelsberg, 1180.
Raniceps, 731.
Ranville, 860.
Raphaël (Saint-), 1155.
Rappakiwi, 565.
Rastrites, 679.
Rauchwacke, 647.
Rauracien, 849.
Ravinements (Apparences de), 319.
Reading, 1008.
Receptaculites, 709.
Récifs coralliens, 348, 357.
Redonia, 679.
Refoulements, 1196, 1206.
Refroidissement du globe, 1196.
Regard des failles, 1198.
Regel, 260.
Régime des cours d'eau, 196. 199.
Régime des glaciers, 277.
Régny, 758.
Régulateurs, 202.
Rehberg, 1118, 1145, 1187.
Reineckia, 843.
Rejets, 653, 1119, 1168, 1201.
Relief terrestre, 58, 71, 73, 80.
Rempli, 1226.
Remplissage des filons, 1167. 1169, 1188.
Renne, 1076, 1100.
Rennes, 669, 1037.
Rennes-les-Bains, 968.
Reptiles, 731.
Requienia, 942.
Réseau pentagonal, 1239.
Rétinite, 575, 577, 1147, 1163.
Retiolites, 679.
Retzia, 794.
Réunion (La), 457, 442.
Revin, 667.
Revinien, 667.
Révolution, 1230.
Rhabdolithes, 133.
Ramphorhynchus, 842.
Rhénan, 710.
Rhétien, 820.
Rhin (syst. du), 1196.
Rhin (vallée du), 1210.
Rhinoceros, 1030, 1058, 1076
Rhodanien, 914.
Rhodocrinus, 847.
Rhône, 217, 226.
Rhône (glacier du), 1096.
Rhône (perte du), 916.
Rhynchonella, 679, 707, 733. 818, 846, 946.
Rhynchopygus, 947.
Rhyolithes, 576, 1125, 1163, 1165, 1187.
Rhysophycus, 680.
Riccarton, 686.
Richesse des filons, 1188
Ridements terrestres, 1226
Riesengebirge, 1144.
Rilly, 991.
Rimogne, 667.
Rio-Tinto, 1178.
Ripidolithe, 533.
Ripple-marks, 169, 170.
Rivages (anciens), 1201.
Rivages (déplacements des), 515.
Rive-de-Gier, 759.
Rives des cours d'eau, 210.
Rivières, 194.
Rivières souterraines, 241.
Roannais, 758.

Digitized by Google

Roche (Bancs de), 997.
Rochelle (La), 882.
Roches, 530.
Roches (classification des), 531.
Roches éruptives, 1116.
Rocheuses (Montagnes), 777, 908, 982, 1072, 1165, 1222.
Rognac, 967.
Rogoznik, 898.
Rohan (salles de), 1132.
Rome, 1070.
Ronca, 1014, 1155.
Ronzon, 1011, 1043.
Rostellaria, 912, 987.
Röth, 797.
Rothliegendes, 768.
Rotomagien, 944.
Rouen (craie de), 949.
Rouge (grès), 720, 756, 768.
Rouges (schistes), 669.
Roumanie, 1071.
Roussillon, 1063.
Royan, 972.
Rubéfaction, 319, 1090.
Rudistes, 941, 943, 947.
Ruhr, 766.
Ruissellement, 180, 1088.
Rupélien, 1052.
Russie, 667, 688, 726, 771, 907.
Rutile, 533.

S

Sabal, 1032.
Sabalites, 988.
Sable gras, 211.
Sables, 140, 168, 170, 395, 643.
Sables verts, 920.
Sabrina (île), 425.
Saffré, 1010.
Sagenopteris, 820.
Sahara, 143, 979, 1092, 1112.
Saharien, 1059.
Sahélien, 1055.
Sain-Bel, 672, 1178.
Saisons, 31.
Salazac, 937.
Salbande, 1168.
Salenia, 947.
Salève (Le), 897, 915.
Saliférien, 793.
Salisburia, 914, 948.
Salix, 948.
Salles de Rohan, 1132.
Salmien, 668.
Salses, 490.
Salzbourg, 808.
Samland, 1025.
Sancerrois, 1196, 1217.
Sangatte, 1085, 1102.
Sanidine, 532.
Sanidophyre, 586, 1161.
Sansan, 1040.
Sansino, 1069.
Santonien, 944.
Santorin, 427, 450, 1159.
Sao, 661.
Saône, 883, 933, 962, 1044, 1066.
Sarmatique, 1071.
Sarre, 754.
Sarrebruck, 754.
Sarthe, 763.
Sassafras, 948, 988.
Saucats, 1040.
Saurichthys, 794, 817.
Sauriens, 731, 793, 842, 910, 944, 986.
Sauropus, 731.
Saussurite, 532.
Sauvages (Eaux), 182.
Savoie, 897.
Saxe, 631, 767, 768, 977, 1143, 1172.
Scaglia, 978.
Scagliose (argille), 1025, 1155.
Scaldisien, 1059.
Scandinavie, 268, 285, 301, 306, 516, 632, 664, 687, 1178, 1179, 1188.
Scanie, 837, 976.
Scaphites, 946.
Scarborough, 854.
Schalstein, 595, 1143.
Schaumkalk, 798.
Schehallien, 49.
Schemnitz, 1168, 1187.
Schilfsandstein, 799.
Schiste, 645.
Schizaster, 988.
Schizodus, 733.
Schizolepis, 820.
Schizoneura, 796.
Schlern, 810.
Schloenbachia, 946.
Schlotheimia, 818.
Schoharie, 728,
Schrattenkalk, 941.
Scleropteris, 847.
Scolithus, 661.
Scories, 394.
Scutella, 1032.
Scyphia, 847.
Scyphienkalk, 879.
Secondaire (Ère), 791.
Secousses, 496, 504.
Sédimentaire (Formation), 642.
Sédiments littoraux, 341.
Sédiments pélagiques, 342.
Seewen (calc. de), 991.
Seine (vallée de la), 949, 1218.
Séismiques (ondes), 500.
Séismographes, 504.
Seiss, 808.
Sel gemme, 703, 769, 798, 802, 1185.
Sélaciens, 731, 842.
Sénonien, 944.
Seny (syst. du Mont-), 1196.
Septaria, 646, 1053.
Séquanien, 849, 851.
Sequoia, 914, 948, 1032.
Séricite (schiste à), 621, 626.
Séries éruptives, 553, 1122.
Serpentine, 535, 596, 601, 1125, 1129, 1141, 1155, 1177.
Serpulit, 906.
Serrat (syst. du Mont-), 1196.
Sextien, 989.
Sézanne (calc. de), 991.
Shropshire, 662, 682.
Sibérie, 907, 1109.
Sicile, 898, 1070, 1159.
Sidérolithique, 1020.
Siderolithus, 948.
Sidéromélane, 605.
Siebengebirge, 1052, 1160.
Sigillaria, 736.
Silésie, 631, 770, 811, 836, 902, 977, 1162.
Silex, 646, 942.
Silex (argile à), 1008, 1037.
Silex taillés, 1077.
Silicates, 531,
Silice, 531, 536, 563.
Silurien, 677.
Simædosaurus, 986.
Simorre (calc. de), 1040.
Simosaurus, 793.
Sinceny, 993.
Sinémurien, 821.
Siréniens, 1030.
Siwalik (Monts), 1221.
Skiddaw, 683.
Skrey, 673.
Skye, 1164.
Soissonnais, 992, 994.
Solenhofen, 901.
Solfatares, 473.
Solfatariens (gîtes), 1185.
Sologne, 1056.
Solstices, 31.
Solutréen, 1078.
Solva, 662.
Somma, 446, 1157.
Somme, 202, 333.
Somme (syst. de la Basse-), 1219.
Souabe, 796, 835, 900.
Soufflards, 485.
Soulèvements, 1193, 1196, 1227.
Soulèvements lents, 515.
Sources, 233, 237.
Sources thermales, 486.
Sources thermominérales, 383.
Sous-étage, 656.
Souterrains (chaleur dans les), 377.
Spalacotherium, 841.
Sparagmite, 644, 664.

Digitized by Google

Sparnacien, 989.
Spatangopsis, 661.
Spatangues (calc. à), 918.
Spatangus, 1032.
Speeton, 925.
Sperenberg, 373.
Sphæroceras, 843.
Sphærococcites, 820.
Sphærulites, 947.
Sphaignes, 328.
Sphène, 533.
Sphenophyllum, 681, 736.
Sphenopteris, 710, 735, 914.
Sphenozamites, 847.
Sphérolithes, 558.
Sphérolithique (texture), 558.
Spilite, 595, 1141.
Spilosite, 1133.
Spirifer, 679, 707, 733, 794.
Spirifères (grauwacke à), 724.
Spiriferina, 818.
Spirigera, 707.
Spirophyton, 709.
Spitzberg, 288, 516, 778, 814, 1029.
Spondylus, 946.
Spongiaires, 879.
Spongitien, 879.
Sporadosidères, 608.
Sporite, 340.
Squales, 794, 817, 987, 1031.
Squalodon, 1030.
Staffa, 1126, 1165.
Stalactites, 322.
Stalagmites, 322.
Stannifères (gîtes), 1172.
Stassfurt, 769.
Stéaschiste, 621.
Steierdorf, 836.
Steige (schiste de), 1127.
Stephanoceras, 843.
Stereognathus, 841.
Stereorachis, 731.
Stettin, 1053.
Stigmaria, 736.
Stiper-stones, 685.
Stipites, 885.
Stockwerk, 1172.
Stomechinus, 847.
Stonesfield, 853.
Stramberg, 899.
Strate, 656.
Stratification, 649.
Stratigraphie. 652,
Striées (roches), 274.
Stringocéphales (calc. à), 724.
Stringocephalus, 707.
Stromatopores, 713.
Strombien, 887.
Stromboli, 420, 1158.
Strophalosia, 733.
Strophomena, 679.
Stuttgart, 799.
Stylacodon, 842.
Stylina, 847.
Subappennin, 1059.
Sublimation, 413.
Succin, 1025.
Succinea, 1076.
Suessonien, 989.
Suffioni, 485.
Suintements, 233.
Suisse, 266, 888, 898, 978, 991, 1012.
Superga (la), 1054.
Supérieur (Lac), 1179.
Superposition, 648.
Sus, 1030.
Syénite, 580, 1124, 1128, 1143, 1164.
Syénite zirconienne, 582, 1145.
Synchronisme, 655.
Synclase, 1199.
Synclinal (pli), 1198.
Synclinorium, 1225.
Syssidères, 608.
Système, 656.
Systèmes de montagnes, 1194, 1195.

T

Tables de glaciers, 265.
Tachylyte, 605.
Taconique, 675.
Tæniopteris, 796, 820.
Talc, 535.
Talcschiste, 620.
Talourine, 1138.
Tangue, 146, 167.
Tanne, 692.
Tapirus, 1030.
Tarannon, 684.
Tarentaise, 765, 807, 1205.
Tartaret, 1148.
Taunusien, 711.
Taxodium, 1032.
Tchernoïzem, 340, 1087.
Tegel, 1053.
Teleosaurus, 842.
Téléostéens, 842.
Telerpeton, 722.
Tellure, 1186.
Témoins, 183.
Température des mers, 100.
Température (Zones de), 98.
Températures (distribution des), 93.
Températures moyennes, 93.
Tentaculites, 679, 709.
Téphrite, 604.
Tercis, 970.
Terebellum, 987.
Terebratella, 946.
Terebratula, 733, 794, 818, 844, 946, 987.
Terebratulina, 946.
Terebrirostra, 946.
Terrain, 656.
Terrain primitif, 612.
Terrasses, 526.
Tersanne, 1051.
Tertiaire (ère), 982.
Teschénite, 585, 1154, 1162.
Tétraédrique (système), 1245.
Texture des roches, 553.
Thamnastræa, 847.
Thanet, 1006.
Theca, 661, 679.
Thecocyathus, 819.
Thenay, 1031.
Thériodontes, 731, 793.
Thermales (sources), 486.
Thermantides, 1123.
Thermiques (Phénomènes), 366.
Thermominérales (sources), 383.
Thian-Chan, 1221.
Thiérache, 959.
Thimerais, 1008.
Thinnfeldia, 820.
Tholonet, 967.
Thostes, 826.
Thoune, 215.
Thuringe, 692.
Thuringerwald, 1196.
Thyrsopteris, 848.
Tigillites, 680.
Tilestone, 685.
Till, 1098.
Timazite, 588.
Tinodon, 842.
Tiphoniques (vallées), 1153.
Titanifères (filons), 1177.
Tithonique, 850, 892.
Toadstone, 1137, 1142.
Toarcien, 821.
Toit de filon, 1167.
Tonalite, 581.
Tongrien, 1033.
Tonnerre (pierre de), 880.
Topaze, 533, 1176.
Torrent d'Anzin, 929.
Torrents, 186.
Torsion, 1169, 1247.
Tortone, 1054.
Tortonien, 1033.
Toscane, 486, 1025, 1069, 1178.
Toucasia, 912.
Touraine, 902, 1038.
Tourbe, 327, 647, 1111.
Tourbeuses (vallées), 335.
Tourbières, 331, 337, 1094.
Tourmaline, 533, 1176.
Tournai, 748.
Tourtia, 956.
Toxaster, 913.
Toxoceras, 843.
Trachydiorite, 580.
Trachydolérite, 589.

Digitized by Google

Trachyte, 586, 1125, 1148, 1151, 1161, 1165.
Trachyte quartzifère, 576.
Trachytoïde, 555.
Trachytoporphyrique, 557.
Trachytpechstein, 577.
Traëz, 167.
Transport (effets de), 202, 271.
Transversales (coupures), 1199, 1200, 1206.
Transversales (vallées), 1230.
Transylvanie, 1162, 1187.
Trapp, 598, 1125, 1132, 1137, 1142, 1164, 1177.
Trass, 1160.
Travassac, 671.
Travertins, 484, 487, 646.
Tremadoc, 662.
Trematosaurus, 793.
Tremblements de terre, 496.
Trémolite, 534.
Trenton, 702.
Trias, 792.
Triasique (syst.), 792.
Trichites, 546.
Triconodon, 841, 842.
Trigeria, 707.
Trigonia, 818, 844, 912, 946.
Trigonodus, 795.
Trilobites, 660, 678, 706, 732.
Triloculina, 988.
Trinucleus, 679, 697.
Tripoli, 340, 647, 997, 1067.
Trochoceras, 679.
Trochosmilia, 948.
Trochus, 818, 845.
Tronçonnement, 1234.
Trouville, 862.
Truitée (pierre), 595.
Tuédien, 746.
Tuffeau, 961, 1004
Tufs basaltiques, 1041, 1150.
Tufs calcaires, 322, 484, 646, 1091.
Tufs éruptifs, 1117, 1120.
Tufs mélaphyriques, 1121.
Tufs palagonitiques, 605, 1159, 1165.
Tufs ponceux, 1067, 1148, 1160.
Tufs porphyriques, 1129, 1135, 1144.
Tufs siliceux, 478, 482.
Tufs trachytiques, 1147, 1156, 1160.
Tufs trappéens, 1121.
Tufs volcaniques, 398, 1156.
Tunnels de lave, 405.
Turbinolia, 988.
Turbo, 679, 818, 843.
Turonien, 944.
Turquie, 727.
Turrilites, 911, 946.
Typhis, 987.
Tyrol, 267, 285, 808, 1118, 1142.

U

Uchaux, 965.
Uintatherium, 986.
Ullmannia, 736.
Uncites, 707.
Ungulites, 667.
Unio, 912, 988.
Urgo-aptien, 939.
Urgonien, 909.
Ursus, 1076.
Utah, 1223.
Utica, 702.
Utznach, 1097.

V

Vagues (action des), 150.
Vagues de translation, 501.
Vaivre (La), 1021.
Val, 1198.
Val del Bove, 400, 440, 448.
Valenginien, 914.
Valentinois, 1049.
Valfin, 888.
Vallées, 210, 1107, 1230.
Vallées sous-marines, 219.
Valognes, 833, 1009.
Valorsine, 765, 1140.
Vans (Les), 894.
Vaquières, 1065.
Var, 765.
Variegated marls, 812.
Variolite, 594, 598, 1125, 1141.
Vases marines, 170.
Vassy, 829.
Vatican, 1070.
Vaugnérite, 620.
Vaulry, 1174.
Végétation houillère, 737, 787.
Végétation (zones de), 112.
Végétaux (action des), 327.
Veines des glaciers, 263.
Velay, 1011, 1067, 1151.
Vendée, 764, 832, 1195.
Venericardia, 988.
Vent (action du), 137.
Vents, 90, 91, 136.
Venue métallifère, 1172.
Venus, 1059.
Vercors, 1196.
Vergelés, 997.
Verrucano, 673, 765.
Vert (Banc), 997.
Vertes (Pierres), 629.
Verticale, 45.
Vésulien, 849, 851.
Vésuve, 401, 403, 418, 446, 1156.
Vexillum, 680.
Vexin, 953, 994, 996.
Vialas, 1134, 1168, 1184.
Vic (grès de), 821,
Vicentin, 978, 1014, 1155.
Vicksburg, 1027.
Vie sur le globe, 109.
Vienne (bassin de), 1053, 1071.
Vieux grès rouge, 720.
Vigny, 953.
Vigsnes, 1179.
Villeder (La), 1175.
Villedieu, 962.
Villersien, 849.
Vire, 565, 1130.
Vireux, 712.
Virgloria, 808.
Virgulien, 850, 851.
Visan, 1051.
Visé, 748.
Viso (Mont), 1196.
Vitesse des cours d'eau, 200.
Vitreuse (texture), 557.
Vitrolles, 1019.
Vitroporphyrique, 557.
Vitrophyre, 575.
Vivarais, 1151.
Volcaniques (éruptions), 391, 392.
Volcanisme (causes du), 462.
Volcans (définition des), 391.
Volcans (répartition des), 455.
Voltzia, 796.
Voluta, 987, 1031, 1059.
Volvic, 588, 1150.
Vöröspatak, 1163, 1187.
Vosges, 627, 719, 755, 800, 1097, 1127.
Vosges (grès des), 756, 800.
Vosgien, 795.
Voûtes, 1197.
Vulcano, 436, 474, 1158.

W

Wackes, 605, 1150.
Walchia, 736.
Waldheimia, 818, 846.
Wassy, 919.
Weald, 923, 1220.
Wealdien, 922, 930.
Weinheim, 1052.
Wellenkalk, 798.
Wemmélien, 1005.
Wengen, 809.
Wenlock, 684, 685.
Westmoreland, 1196.
Westphalie, 724, 766, 975.
Whinstone, 1137, 1142.
White River, 1057.
Wied, 692.
Wieliczka, 1071.
Wight (île de), 922, 1219.
Wissembach, 725.

Digitized by Google

Wolfram, 1173.
Woolhope, 684.
Woolwich, 1007.

X

Xiphodon, 986.
Xorullo, 445.

Y

Yellowstone, 482.
Yoredale, 742, 746.
Yorktown, 1057.
Ypres, 1004.
Yprésien, 989.

Z

Zamiostrobus, 847.
Zamites, 847, 890.
Zancléen, 1059.
Zechstein, 769.
Zeillerià, 818, 846.
Zélande (Nouvelle-), 264, 482.
Zéolithes, 535.
Zinnwald, 1173.
Zircon, 533.
Zirconienne (syénite), 582, 1145.
Zone abyssale, 128.
Zones alpines, 1203.
Zones de Forbes, 119.
Zones de température, 90.
Zones de végétation, 112.
Zones paléontologiques, 656.
Zones subalpines, 1203.
Zorge, 692.
Zwitter, 1173.

3400 — Imprimerie A. Lahure, rue de Fleurus, 9, à Paris.

Digitized by Google

Digitized by Google

14 DAY USE
RETURN TO DESK FROM WHICH BORROWED

LOAN DEPT.

This book is due on the last date stamped below, or on the date to which renewed.
Renewed books are subject to immediate recall.

6Nov'62MH
RET'D TO EARTH SCIENCES LIB.

FEB 25 1963

REC'D LD

FEB 27 1963

LIBRARY USE ONLY
FEB 08 1989
CIRCULATION DEPT.

RECEIVED BY

FEB 0 8 1989

CIRCULATION DEPT.

LD 21A-50m-3,'62
(C7097s10)476B

General Library
University of California
Berkeley

Digitized by Google

YD 04676

Digitized by Google

Digitized by Google